

В. Н. ШВАНОВ

ПЕСЧАНЫЕ  
ПОРОДЫ  
И МЕТОДЫ  
ИХ ИЗУЧЕНИЯ  
(распространение,  
структуры,  
текстуры)



Издательство „НЕДРА“  
Ленинградское отделение  
Ленинград · 1969

**ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ.**  
Шванов В. Н. Л., Недра, 1969. Стр. 248.

Книга является методическим руководством по изучению структурно-текстурных признаков песчаных пород. В ней рассмотрены вопросы распространения песчаных отложений и приведена их генетическая классификация. Подробно охарактеризованы структуры и текстуры, гранулометрический состав, морфология и ориентировка песчаных зерен, текстуры на пластовых поверхностях и внутрипластовые, знаки ряби и типы слойчатости. Сделан критический обзор полевых и камеральных методов исследования структурно-текстурных признаков и произведена оценка их значения для решения геологических задач.

Книга предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся вопросами региональной литологии, литостратиграфии и фациально-палеогеографического анализа. Она представляет интерес для геологов при проведении геологосъемочных, гидрогеологических и инженерно-геологических работ, а также может быть использована в качестве учебного пособия студентами геологических и геологоразведочных специальностей.

Табл. 26, илл. 99, библ. 423.

## ВВЕДЕНИЕ

В противоположность большинству осадочных образований, формирующихся в сравнительно ограниченном диапазоне динамических, климатических и тектонических обстановок, песчаные породы образуются почти повсеместно. Трудно указать такую географическую область или такую геологическую эпоху, в которую бы не происходило формирования песчаных отложений, так же как трудно назвать такую теоретическую или прикладную отрасль геологии, в которой прямо или косвенно не затрагивались бы вопросы, связанные с песчаными породами как существенной составной частью осадочной оболочки Земли.

С песчаными породами прямо или косвенно связаны почти все типы осадочных полезных ископаемых. Во-первых, песчаные породы обладают целым рядом свойств, позволяющих широко использовать их в стекольной и керамической промышленности, в качестве формовочного материала, абразивов, кислотоупоров, огнеупоров и в строительстве. Во-вторых, песчаные породы являются носителями промышленных россыпей золота, платины, алмазов, касситерита, вольфрамита, шеелита, магнетита, титаномагнетита, шпинели, хромита, монацита, циркона и других. В-третьих, они служат вмещающими породами для ряда элементов, образующих крупнейшие месторождения инфильтрационного и осадочного био-хемогенного происхождения — ванадия, меди, урана, а также фосфоритов и глауконита. В-четвертых, пески и песчаники представляют собой главные коллекторы нефти и газа. И, наконец, будучи пространственно и генетически связанными с концентрациями каолинов, огнеупорных глин, бокситов, железных и марганцевых руд, песчаные породы представляют собой важнейший объект исследования для установления путей миграции и условий отложения этих полезных ископаемых.

Сказанным объясняется тот интерес к песчаным породам и то огромное количество литературы, которое посвящено их признакам и методам изучения. Информация, рассеянная в настоящее время в многочисленных статьях, намного переросла рамки тех описаний песчаных отложений, которые содержатся в имеющихся общих сводных работах по литологии и петрографии осадочных пород Л. В. Пустовалова, М. С. Швецова, Л. Б. Рухина, Г. И. Теодоровича, Н. М. Страхова, Н. В. Логвиненко, а также Ф. Петтиджона, Б. Мильнера и других.

Полагая, что специальная сводка по песчаным породам могла бы принести пользу в различного рода геологических исследованиях, автор решил в какой-то степени систематизировать соответствующий материал, содержащийся как в нашей, так отчасти и зарубежной, преимущественно американской, литературе. Предлагаемая книга завершает первый этап проделанной работы.

Вначале рассматриваются некоторые общие вопросы, касающиеся соотношений песчаных пород с другими типами отложений: классификация песчаных пород и объем в осадочной оболочке, физико-географические области накопления и их генетические типы, затем описываются структурно-текстурные признаки песков и песчаников.

Значительное место отведено разбору методик исследования песчаных пород и геологической интерпретации получаемых результатов. При этом значение каждого из методов оценивается не только его точностью в исследовании какого-либо признака и не количеством времени, которое при этом затрачивается, а тем геологическим эффектом, той геологической информацией, которая может быть получена при исследовании определенного признака определенным методом.

В настоящее время, когда число методик, предлагаемых разными авторами для исследования осадочных пород, неуклонно возрастает, вопросы их эффективности в получении информации, действительно представляющей геологическую ценность, приобретают очень важное значение. Оценкам эффективности методов исследования песчаных пород уделено в книге особое внимание еще и потому, что именно эти вопросы мало освещены в существующих руководствах, в том числе и специально посвященных методике литологических исследований, таких как «Методы изучения осадочных пород» и «Справочное руководство по петрографии осадочных пород».

Совершенно очевидно, что возможности геологического использования какого-либо одного признака и даже суммы признаков одного типа пород, в данном случае песчаных, всегда ограничены, так как при этом не используется один из важнейших методов исследования, основанный на анализе парагенезисов осадочных образований. Подобный анализ, содержащийся, например, в сводках Д. В. Наливкина по осадочным фациям, В. И. Попова и коллектива авторов по осадочным фаціальным комплексам, Л. Б. Рухина по палеогеографии и других, выходит, однако, за рамки настоящей работы. В данном случае решается другая задача, направленная

на изучение индивидуальных признаков и совершенствование отдельных методов их исследования. Тем самым совершенствуется методика и комплексных исследований, ибо чем чувствительнее и точнее индивидуальные методы, тем эффективнее их совместное комплексное применение в решении фациально-палеогеографических, стратиграфических, поисковых и других геологических задач.

Автор глубоко признателен В. А. Гроссгейму, Н. В. Логвиненко, Н. Н. Верзилину и Э. И. Кутыреву за критические замечания, сделанные по прочтении работы в рукописи, А. Б. Маркову, совместно с которым был выполнен ряд исследований, получивших отражение в работе, а также Е. А. Баллану и И. М. Пискижеву за помощь в оформлении и подготовке рукописи к печати.

---

## ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, ГРАНИЦЫ И ОБЪЕМ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

### § 1. Песчаные породы в ряду осадочных образований

В общем ряду осадочных образований песчаные породы представляют собой часть более обширного класса обломочных, или терригенных, отложений, сложенных обломками горных пород и минералов, возникших преимущественно за счет механического разрушения существовавших ранее магматических, осадочных и метаморфических пород. Физическое разрушение материнских пород и механическое перераспределение образовавшихся при этом обломочных продуктов является главным процессом, определяющим наиболее характерные черты обломочных пород.

Преобладание простейших механических процессов в формировании обломочных отложений не исключает одновременного проявления других, более сложных явлений, к которым относятся:

- 1) химическое преобразование терригенного материала, сопровождающееся возникновением новых соединений и минералов; в наибольшей степени химическим изменениям подвергаются частицы меньше 0,005 мм, обладающие большой, по сравнению с объемом, поверхностью соприкосновения с окружающей средой;
- 2) прямое химическое осаждение веществ из истинных или коллоидных растворов;
- 3) осаждение веществ, растворенных в воде, с помощью организмов;
- 4) накопление продуктов фотосинтеза из газов атмосферы и воды в результате жизнедеятельности организмов;
- 5) накопление твердых продуктов вулканических извержений.

При накоплении терригенных осадков перечисленные факторы являются второстепенными и приводят к появлению различных примесей. Если же один из процессов становится ведущим, происходит образование

существенно глинистых осадков, химических, органогенных продуктов фотосинтеза или пирокластических отложений.

В естественных классификациях осадочных образований указанные типы отложений, отвечающие действию основных осадкообразующих факторов, обычно не выделяются. В зависимости от значения, придаваемого тому или иному породообразующему фактору, понимания признаков осадков, соображений удобства классификации для практической работы и т. д. разные исследователи предлагали выделять различные группы осадочных пород.

Наибольшую известность в петрографии осадочных пород приобрела классификация М. С. Швецова [1958], предусматривающая выделение трех классов осадочных пород — обломочных, глинистых, химических и биохимических. Позже М. С. Швецов [1961] предложил выделить дополнительно класс продуктов фотосинтеза — углей и битумов и класс смешанных пород (табл. 1-1).

Таблица 1-1  
ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КЛАССЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД,  
ПО М. С. ШВЕЦОВУ [1961]

Классы	Процессы	Породы
1	Продукты механического разрушения пород	Породы обломочные, в том числе эффузивно-обломочные
2	Продукты химического разложения с примесью продуктов тонкого раздробления	Глины, в том числе эффузивно-осадочные
3	Продукты химического разложения и выпадения из растворов	Породы химические и биохимические, в том числе эффузивно-осадочные
4	Продукты фотосинтеза	Угли и битумы
5	Продукты резкого смешения разного материала	Породы смешанные, в том числе эффузивно-осадочные

Л. В. Пустоваловым [1962] предложена классификация осадочных пород, основанная на определенной соподчиненности классификационных единиц. Обломочные породы в классификации Л. В. Пустовалова образуют подкласс, входящий в класс пород кластогенных, последний — в надкласс осадочных пород и т. д. (табл. 2-1).

Критерием принадлежности отложений к классу обломочных пород (или подклассу кластических, по схеме Л. В. Пустовалова) является преобладание в них переотложенных компонентов более

Таблица 2-1

**ОСНОВНЫЕ КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ КАТЕГОРИИ МИНЕРАЛЬНЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ И НАДКЛАСС ОСАДОЧНЫХ ПОРОД  
ПО Л. В. ПУСТОВАЛОВУ [1962]**

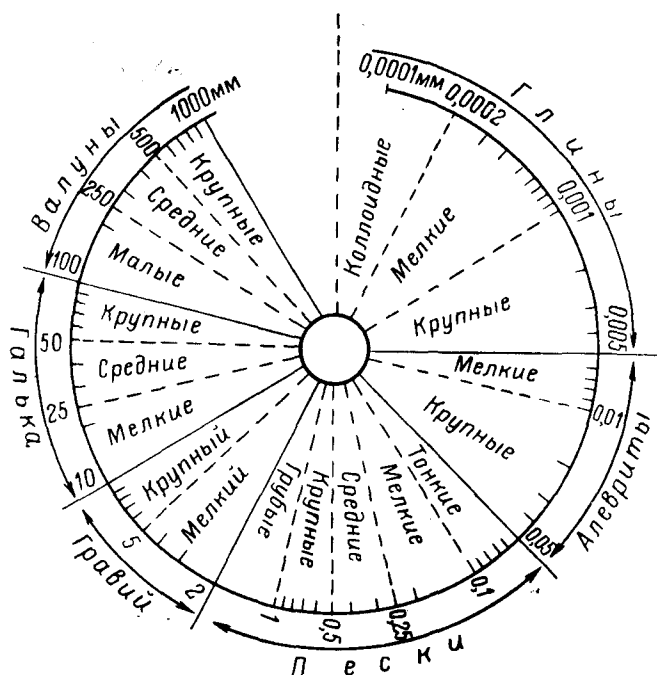
Царство	Подцарства	Надклассы
Неорганическое (минеральное)	1. Минералов 2. Горных пород	1. Осадочных пород 2. Метаморфических пород 3. Магматических пород
Надкласс	Классы	Подклассы
Осадочные породы	А. Кластогенные породы	1. Пирокластические породы 2. Кластические породы (включая кластические глины) 3. Органогенно-обломочные породы (раковинные, скелетные, детритовые, шламовые)
	Б. Хемогенные породы	1. Глинистые пегнитолиты (химические глины) 2. Пегнитолиты собственно 3. Каустобиолиты

древних пород, неизмененных или слабо измененных в ходе выветривания, переноса и отложения вещества. Преобладанием обломочных компонентов, существовавших до образования осадка и попавших в этот осадок в результате выветривания материнских пород, обломочные породы отличаются от целого ряда других отложений, имеющих сходную обломочную или псевдообломочную структуру, но обладающих иным происхождением. К таким породам, например, относятся органогенно-обломочные — «шламовые», или «детритовые», известняки, сложенные раздробленными раковинами, вещество которых было ассимилировано организмами непосредственно из вод бассейна седиментации. Сюда же относятся карбонатные, кремнистые и иные хемогенно-биогенные осадки, в которых нередко удается наблюдать обломочные структуры, вызванные местными размывами неконсолидированного осадка, или химические осадки с псевдобрекчиевой структурой, связанной с высыханием и растрескиванием коллоидов. Все эти отложения не относятся к классу обломочных пород, поскольку частицы, их слагающие, не были заключены в более древних отложениях.

Не являются собственно обломочными также пирокластические породы, сложенные дезинтегрированными продуктами вулканических выбросов, так как их образованию не предшествовала стадия

выветривания материнских пород. Они образуют особую разновидность, переходную к магматическим породам.

Глинистые породы, представляющие, по мнению большинства исследователей [Швецов, 1961; Рухин, 1961], отдельный самостоятельный класс, в большинстве случаев сложены частицами первично-обломочного происхождения, потерявшими индивидуальные особенности материнских пород вследствие выветривания и развития



ФИГ. 1-1. СТРУКТУРНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛОМОЧНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ПОРОД.

Циклограмма составлена Н. Б. Вассоевичем [1958] по классификации Л. Б. Рухина.

новообразований. Кроме того, значительная часть глинистых пород имеет чисто химическое и коллоидно-химическое происхождение. За верхнюю границу глинистых частиц, отделяющую их от собственно обломочных, условно принимают размер 0,01 или 0,005 мм.

Внутри класса терригенных пород по величине обломков выделяются три группы — грубообломочных, песчаных и алевритовых. В классификации Л. В. Пустовалова, построенной на соподчинении понятий, эти группы названы семействами, М. С. Швецов называет их видами, Л. Б. Рухин — типами пород. В основу классификации в данном случае положен размер обломков, поскольку размером определяются все прочие свойства пород указанных групп — петрографический состав обломков, их способность

к окатыванию, физические свойства, способность накапливаться в той или иной динамической обстановке и т. д.

Внутри каждого из видов терригенных пород также по гранулометрическому признаку производится выделение отдельных разновидностей (фиг. 1—I).

## § 2. Границы частиц песчаной размерности

К песчаным относятся терригенные породы, сложенные обломками определенной размерности. Нижняя и верхняя границы песчаных частиц разными исследователями оцениваются по-разному (табл. 3-I).

Таблица 3-I  
ВЕРХНЯЯ И НИЖНЯЯ ГРАНИЦЫ ПЕСЧАНЫХ ЧАСТИЦ

Авторы	Породы крупнее песчаной размерности	Границы песчаных частиц, мм		Породы мельче песчаной размерности
		верхняя	нижняя	
В осадочной петрографии				
США, Петтиджон, 1949 . . . . .	Гравий	2	0,006	Силт
Германия, Корренс, 1939 . . . . .	Гравий	2	0,02	Глина
Англия, Мильнер, 1950 . . . . .	Грубые обл.	2	0,01	Глина
Франция, Кайе, 1954 . . . . .	Гравий	2	0,02	Алеврит
Венгрия, Хайош, 1954 . . . . .	Гравий	2	0,02	Ил
Польша, Турнау-Моравска, 1953	Галька	2	—	—
СССР, А. Н. Заварицкий, 1932	Гравий	2	0,1	Алеврит
Л. В. Рухин, 1956 . . . . .	Гравий	2	0,05	Алеврит
Л. В. Пустовалов, 1962	Псефитолит	1	0,1	Алевролит
Н. В. Логвиненко, 1967	Гравий	1	0,05	Алеврит
В морской геологии				
М. В. Кленова, 1961, А. П. Лисицын, В. П. Петелин и др., 1966 . . . . .	Гравий	1	0,1	Алеврит
В грунтоведении				
В. В. Охотин, 1940 . . . . .	Гравий	2	0,05	Пыль
М. А. Сергеев, 1959 . . . . .	Гравий	2	0,05	Пыль
В почвоведении				
Виленский, 1950 . . . . .	Хряц	3	0,05	Пыль

В существующих классификациях обломочных пород можно видеть две системы разделения частиц по крупности. Одна из них, принятая в десятичных классификациях, заключается в том, что конечные размеры основных подразделений — алеврит, песок, гра-

вий, галечник и т. д. — в 10 раз превосходят друг друга. За основание при этом выбирается число 1, как это обычно делается в осадочной петрографии и исследовании современных осадков в нашей стране, или число 2 или 5 — в некоторых западноевропейских классификациях. Границами песчаных частиц в таких классификациях являются величины соответственно 1—0,1 мм; 2 — 0,02 мм или 5 — 0,05 мм.

Как отмечает Л. Б. Рухин [1956б, стр. 57], десятичная классификация имеет лишь одно преимущество — она легко запоминается. В остальном же существующие десятичные классификации неудачны, «так как в основу их положен ряд чисел, механически «наложенный» на обломочные частицы, а не выведенный из изменения их свойств по мере преобразования их размеров». Основываясь на исследовании скоростей осаждения частиц разной крупности в воде, способов их переноса, а также учитывая изменения некоторых физических свойств, изученных грунтоведами и почвоведом, Л. Б. Рухин предложил ограничить песчаные частицы размером 2 и 0,05 мм.

За время, истекшее со времени опубликования отмеченной работы Л. Б. Рухина, появился ряд дополнительных доводов в пользу высказанной им концепции. Прежде всего, нельзя признать удачным один из доводов защитников десятичной классификации, что эта классификация, распространенная одновременно на обломочные, органогенно-обломочные и кристаллически-зернистые породы, имеет преимущество перед другими, так как «создает единство классификации структурных признаков для различных групп пород» [Пустовалов, 1962].

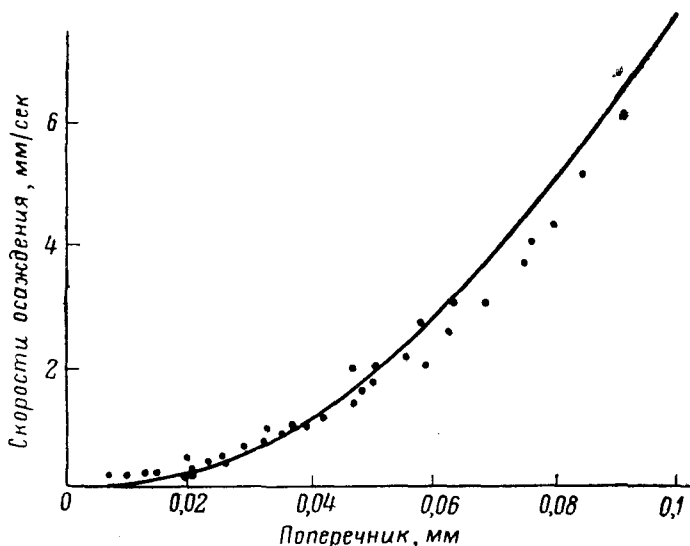
В действительности подобное «единство» в породах разного происхождения, где структурные признаки имеют разный генетический смысл, не может не носить формальный характер, на что справедливо обратил внимание В. Б. Татарский [1959]. Единые классификации могут быть полезны для сравнения разных типов пород и использоваться в качестве вспомогательных, но они не способны одновременно отражать генетические признаки и парагенетические связи в осадках разного происхождения и не могут поэтому заменить генетических классификаций, создаваемых для каждого типа пород.

В отношении песчаных пород десятичная классификация нарушается теми естественными границами, которые устанавливаются для обломочных зерен на рубежах 0,05 и 2 мм. В пользу проведения нижней границы песчаных пород по величине зерен 0,05 мм свидетельствуют следующие факты.

Во-первых, как показывают экспериментальные наблюдения и теоретические расчеты, формула Стокса, согласно которой скорость осаждения частиц крупнее 0,005 мм пропорциональна квадрату их радиуса, становится непригодной для частиц в несколько сотых миллиметра. Эти частицы, так же как и более крупные, осаждаются со скоростью, пропорциональной уже не квадрату радиуса,

а квадратному корню из него. По данным Крумбейна и Петтиджона (фиг. 2-1), граница изменения скоростей осаждения отвечает частицам 0,04 мм.

Во-вторых, известно, что для отрыва частиц осадка от дна в водном потоке необходима определенная минимальная скорость течения, называемая срывающей или первой критической скоростью. Значение ее велико как для крупных частиц, вследствие их большого веса, так и для мелких, вследствие их слипания между собой. Между



ФИГ. 2-1. СОПОСТАВЛЕНИЕ ФОРМУЛЫ СТОКСА С ОПЫТНЫМИ ДАННЫМИ.

Кривая вычислена по формуле Стокса, точками показаны экспериментальные данные [Krumbein, Pettijohn, 1938].

крупными и мелкими частицами лежит область умеренных срывающих скоростей.

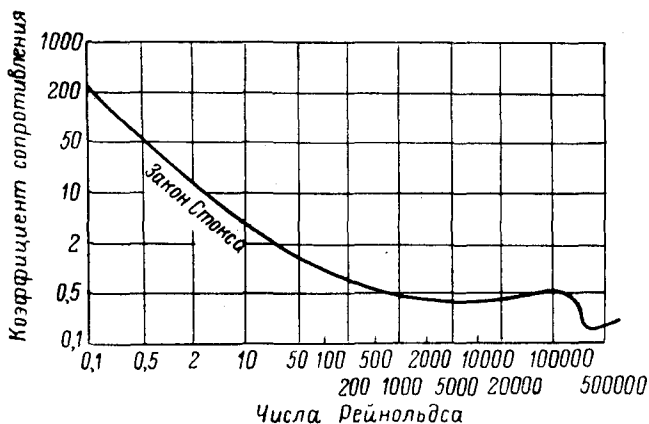
В. В. Звонков [1962], исходя из теоретических расчетов, а также используя наблюдения М. А. Великанова, Бэгнольда, Хьюльстрема и других, установил, что минимальные значения срывающих скоростей приходятся на размер 0,02—0,03 мм. Очевидно, что для обломков крупнее указанного размера препятствием для их отрывов от дна являются силы гравитации, а для более мелких частиц — силы сцепления между ними.

В-третьих, в пользу указанной границы свидетельствуют наблюдения над частицами в движущемся потоке. Реелей показал зависимость между силой сопротивления, испытываемого шарообразным телом в струе воды, и числом Рейнольдса  $Re = \frac{vd\Delta}{\mu}$ , где  $v$  — скорость течения;  $d$  — диаметр шарообразного тела;  $\Delta$  — плотность жидкости и  $\mu$  — коэффициент ее вязкости. На кривой, отражающей эту зависимость (фиг. 3-1), отчетливо выделяется прямолинейный

отрезок, соответствующий числам Рейнольдса, меньшим 0,1—0,5, т. е. зернам меньше 0,05 мм, к которым применима формула Стокса.

В-четвертых, граница между так называемыми транзитными — взвешенными и руслоформирующими — влекомыми по дну частицами, по Г. И. Шамову [1954], совпадает с размером 0,10—0,05 мм, причем величина 0,05 мм является более вероятной.

В-пятых, вследствие различных гидродинамических свойств частицы крупнее и меньше 0,05 мм парагенетически слабо связаны между собой. В бассейне Тихого океана, например, «путем многократного перебива поступающего с берегов терригенного материала



ФИГ. 3-1. КРИВАЯ СООТНОШЕНИЯ ЧИСЕЛ РЕЙНОЛЬДСА И КОЭФФИЦИЕНТА СОПРОТИВЛЕНИЯ [РУХИН, 1956Б].

осуществляется разделение всех фракций крупнее 0,05 мм и практически полное освобождение их от более тонкого материала, уносимого во взвешенном состоянии» [Лисицын и др., 1966, стр. 10]. Частицы 0,05—0,01 мм, наоборот, ассоциируют с более мелкими и «максимальные их концентрации обычно не превышают 40%». Подобная картина весьма характерна и для древних отложений.

В-шестых, обращаясь к форме зерен, можно видеть, что для обломочных частиц существует некоторый предел, ниже которого изменения формы песчаных частиц при транспортировке не происходит. За предел окатанности разные авторы принимают размеры 0,25; 0,1 или 0,05 мм. Как следует из наблюдений Т. А. Лапинской [1947], приведенных в главе V, можно видеть, что именно размер 0,05 мм является тем пределом, за которым окатанность у зерен совершенно отсутствует.

Менее четко проявляется рассматриваемая граница в минералогическом составе и физических свойствах пород. Однако и здесь, как следует из данных, приведенных Н. М. Страховым [1960], в терригенных породах именно ниже границы 0,05 мм уменьшается минералогическое разнообразие за счет разрушения терригенных

компонентов и увеличения примеси глинистых минералов, что влечет за собой изменение физических свойств пород. Такие свойства, как водопроницаемость, величина капиллярного поднятия, способность давать плывуны и пучины, проявляются различно у песчаных и алевроитовых (пылеватых) пород. Граница сравнительно резкого изменения этих свойств также лежит в интервале 0,05—0,08 мм [Охотин, 1940], вследствие чего пределами песчаных пород в грунтоведении еще со времени В. В. Докучаева считаются размеры 2—0,05 мм.

В последнее время появляется все больше данных о естественном ограничении нижнего предела песчаных пород некоторым дефицитом размерных фракций 0,08—0,03 мм по сравнению с соседними гранулометрическими классами. Впервые эта особенность была отмечена Тробрэйджем и Шепардом для современных морских осадков [Growbridge, Shepard, 1932]. Впоследствии Петтиджемом были подтверждены и суммированы соответствующие наблюдения [Pettijohn, 1949]. Л. Б. Рухин [1956б], анализируя результаты гранулометрических анализов каспийских осадков, изученных М. В. Кленовой, обратил внимание на то, что в случае двухвершинных кривых распределения минимум между двумя максимумами очень часто совпадает с фракцией 0,05—0,01 мм.

Недавно Вольф [Wolff, 1964], суммируя результаты около тысячи гранулометрических анализов, получил некоторую «генеральную» совокупность распределения обломочных зерен по гранулометрическим фракциям, из которой отчетливо устанавливается пониженное содержание фракций 0,062—0,031 мм (фиг. 4-1).

Все перечисленные наблюдения свидетельствуют о том, что в интервале размеров от 0,08— до 0,03 мм или в среднем 0,05 мм определенно устанавливается естественный предел, который и может быть принят в качестве границы между частицами, слагающими песчаные и алевроитовые породы. Последние, как следует из сказанного выше, вообще мало распространены, редко образуют пространственно обособленные накопления, а частицы алевроитовой размерности ассоциируют с глинистыми породами, что ставит в целом под сомнение необходимость и правомерность выделения алевроитовых пород в качестве самостоятельного типа.

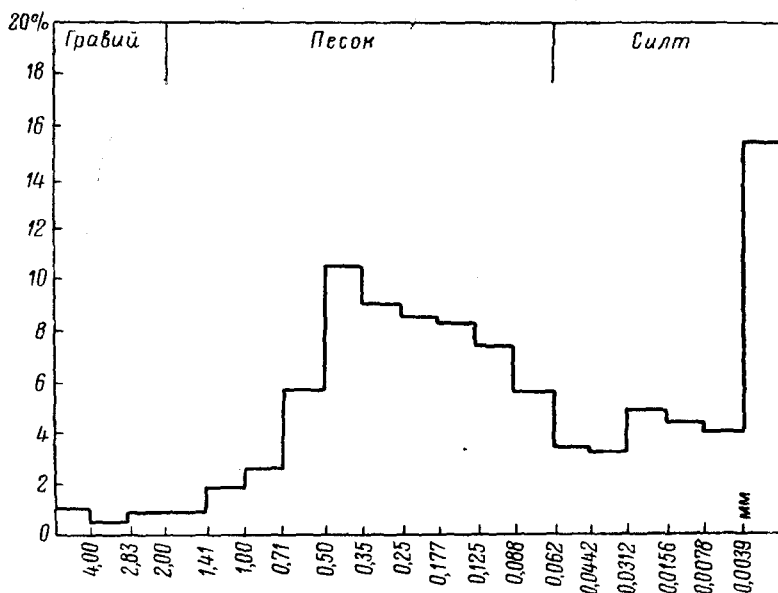
Верхняя граница песчаных частиц менее отчетлива по сравнению с нижней, однако, скорей всего, ее следует проводить по величине зерен в 2 мм.

Во-первых, как видно из фиг. 3-1, кривая соотношений чисел Рейнольдса и коэффициента сопротивления, испытываемого частицей в движущемся потоке, имеет сравнительно резкий перегиб при числе Рейнольдса, равном 600, что отвечает зернам около 2 мм в поперечнике. Между этой точкой и числом Рейнольдса, равным 0,5 (0,05 мм), располагается участок плавной кривой, отвечающей песчаным частицам.

Во-вторых, как показали исследования связей между гранулометрическими фракциями аллювиальных отложений, произведенные Б. С. Луневым [1964], в области размеров, переходных от песчаных

к гравийным, наблюдается некоторая переходная фракция 5—2,5 мм. Чаще всего количество ее возрастает при увеличении объема грубых обломков диаметром более 5 мм, в то время как количество частиц менее 2,5 мм — уменьшается. Впрочем, граница этих фракций, характеризующихся различной коррелятивной связью с грубыми обломками, не всегда совпадает с размером 2,5 мм: иногда она опускается до 1 мм и даже 0,5 мм.

В-третьих, так же как у нижней, у верхней границы песчаных пород наблюдается определенный дефицит размерных фракций.



ФИГ. 4-Г. СУММАРНАЯ ГИСТОГРАММА 930 ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД [WOLFF, 1964].

По наблюдениям Петтиджона [Pettijohn, 1949], этот дефицит приходится на размер 2—4 мм. По данным Вольфа (фиг. 4-Г), минимум объемов приходится на фракцию 2,83—4,0 мм. Близки к минимальному объемы частиц 1,41—2,83 мм, а затем при уменьшении размеров происходит их быстрое возрастание.

В минералогическом отношении границы между грубообломочными породами, сложенными преимущественно обломками пород, и песчаными, сложенными в основном обломками минералов, четко не устанавливаются, располагаясь в общем в пределах от 1 до 2 мм [Страхов, 1960].

С учетом сказанного следует признать, что изменение гидродинамических, минералогических и иных свойств обломочных частиц приходится на широкий интервал от 1 до 4 мм, средним значением которого, а следовательно, и верхним размером песчаных частиц можно считать величину 2 мм.

### § 3. О переходных и смешанных породах

В песках и песчаниках частицы размером от 0,05 до 2 мм преобладают над другими компонентами. Однако в целом ряде осадочных толщ — в красноцветах, молассах, граувакковых или ледниковых комплексах широко распространены породы, количество песчаного материала в которых примерно одинаково с содержанием алевритового, глинистого, карбонатного или пирокластического вещества. Подобные породы относятся к типу переходных — двухкомпонентных или смешанных — трех-, четырехкомпонентных и так далее в зависимости от количества составляющих.

Хотя не все исследователи признают необходимость выделения самостоятельного класса смешанных пород [Жирсанов и Сементовский, 1955; Пустовалов, 1962], существование их ни у кого не вызывает сомнения. Критерием для отнесения осадка к переходному или смешанному типу является низкое содержание слагающих его компонентов, ни один из которых не превышает 60%. Существует два способа наименований смешанных пород. Один из них заключается в том, что породу, где содержание любой составляющей не превышает 60%, называют смешанной (при наличии трех и более компонентов) или переходной (при наличии двух компонентов) и далее перечисляют слагающие ее составные части в порядке возрастания их объемов с указанием процентного содержания каждого из них. Например, «переходная песчано(45)-алевритовая(55) порода», или «смешанная алеврито(25)-глинисто(30)-карбонатная(45) порода».

Вторая система наименований заключается в том, что разновидностям смешанных или переходных пород, в зависимости от вариаций процентного содержания компонентов, присваиваются определенные названия. Широко известно, например, подразделение глинисто-алеврито-песчаных отложений, принятое в грунтоведении, на глины, суглинки, пылеватые суглинки, супеси, пылеватые супеси и пески [Охотин, 1940]. Л. В. Пустовалов [1947] в группе песчано-алеврито-глинистых пород выделяет четыре основные разновидности — пески и супеси, алевролиты, суглинки и глины, хлидолиты (породы смешанного состава). Кроме указанного термина «хлидолит», для смешанных пород применяют термин «паттум», или песчано-глинисто-алевритовая порода [Попов, 1954], и «вапш» — порода песчано-алеврито-глинисто-карбонатная [Рухин, 1956б].

Не рассматривая подробно классификации переходных и смешанных пород и отсылая читателя к соответствующим работам С. Г. Вишнякова [1933], Л. В. Пустовалова [1947], Рухина [1956а, 1956б], Н. Н. Верзилина [1962], Фолка [Folk, 1954], заметим, что все предложенные классификации имеют один существенный недостаток, заключающийся не только в их известной громоздкости, которую, по-видимому, трудно преодолеть, но в самом способе выделения классификационных единиц.

Отдельные петрографические различия пород и границы между ними устанавливаются не эмпирически путем наблюдений за при-

родными объектами, не статистически по гранулометрическим анализам реальных пород, а умозрительно путем проведения прямых линий на треугольниках. Совершенно очевидно, что получающиеся при этом классификации носят искусственный характер, они практически неудобны и потому редко применяются при конкретных регионально-геологических исследованиях.

К подобным классификациям, так же как в упомянутом выше случае десятичной классификации обломочных частиц, применим тезис Л. Б. Рухина о том, что здесь имеется «ряд чисел, механически наложенный на частицы, а не выведенный из изменения их свойств». Создание эмпирических классификаций смешанных пород, основанных на учете их генетических и парагенетических связей, является, очевидно, задачей будущего.

#### § 4. Объем песчаных пород

Наблюдающаяся недостаточность обломочного материала на границах песчаной размерности в интервалах 4—2 мм и 0,06—0,03 мм, о которой говорилось выше, свидетельствует о том, что песчаные породы не только пространственно обособляются в виде отдельных осадочных тел в ходе накопления того или иного осадочного комплекса, но также представляют собой отдельную самостоятельную группу отложений в общем балансе осадочных образований, отделенную от всех остальных естественными границами. Причины появления определенной области существования песчаных пород, ограниченной размерами 2—0,05 мм, обусловлены, с одной стороны, величиной зерен в материнских породах, с другой — быстрым разрушением минеральных агрегатов и отдельных минералов при достижениях ими определенного минимального объема.

Критикуя попытки объяснить дефицит определенных размерностей терригенных пород процессами сортировки, Петтиджон [Pettijohn, 1949, стр. 45] отмечает, что «гидравлический фактор способен предотвратить их отложение (частиц определенного размера) в некоторых отдельных местах или с определенными размерами, но не может препятствовать их повсеместному распространению». Наблюдающуюся недостаточность отдельных фракций Петтиджон связывает поэтому с особенностями дезинтеграции обломочного вещества.

Наблюдения показывают, что величины зерен кварца и полевых шпатов, содержащихся в полнокристаллических магматических породах и не разбитых трещинами, редко превосходят 1—2 мм. Дейк, изучивший около пятидесяти образцов гранита из различных регионов [Towe, 1963], обнаружил, что только немногие содержат крупные кристаллы кварца, большинство же зерен трещиноватые, причем размеры обломков редко превышают 1 мм в диаметре. В эффузивных породах зерна кварца и полевых шпатов еще меньше, так же как в большинстве метаморфических и осадочных пород. Что касается акцессориев, содержащихся в магматических породах,

то их размеры редко превышают сотые и десятые доли миллиметра.

Крумбейн и Тисдел [Krumbein, Tisdell, 1940], изучив ряд образцов механически дезинтегрированных и химически выветрелых изверженных пород, обнаружили, что фракции менее 1,0 мм всегда сложены минералами, а не их агрегатами. Кароцци [Carozzi, 1958], произведя измерения зерен кварца почти в тысяче образцов, обнаружил, что размеры их редко превосходят 1 мм. По Н. М. Страхову [1960], в терригенных осадках с увеличением крупности, в интервале от 1 до 2 мм, резко сокращается количество обломочного кварца и увеличивается число обломочных зерен пород.

Отсюда следует, что положение верхней границы песчаных пород определяется размером зерен в материнских породах, точнее тем пределом, которым ограничиваются размеры отдельных минералов и трещиноватых обломков. В процессе выветривания материнских пород происходит их разрушение, которое особенно усиливается при достижении обломочными зернами некоторой предельной величины, измеряемой несколькими миллиметрами. В этом случае дезинтеграция до размера минерального вида проходит очень быстро, минеральные зерна переходят в песчаные фракции, а на границе между песчаными и гравийными породами, отвечающей 4—2 мм, появляется некоторый дефицит обломочного материала.

Вблизи нижней границы песчаных пород, особенно в интервале 0,06—0,03 мм, также происходит быстрое разрушение, но уже не минеральных агрегатов, а отдельных минеральных зерен. По-видимому, только кварц мало изменяется при переходе от песчаных к алевритовым породам, в которых он является главным породообразующим компонентом. Большинство полевых шпатов и тяжелых минералов, а также все обломочные зерна пород на границе с алевритовыми частицами подвергаются особенно быстрому измельчению, переходя в пылеватые и глинистые фракции, которые они все более обогащают.

Среди осадочных пород, общий объем которых равен  $3,7 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup>, по Кларку [Clarke, 1924], или  $(4,1 \pm 0,6) \cdot 10^8$  км<sup>3</sup>, по Викману [Wickman, 1954], песчаные породы пользуются значительным распространением, занимая, по-видимому, второе место после глинистых.

Таблица 4-1

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛАВНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ПОВЕРХНОСТИ  
ЗЕМЛИ, кг/см<sup>2</sup> [WICKMAN, 1954]

Автор	Сланцы	Песчаники	Карбонатные породы	Общее количество
Гольдшмидт, 1933 . . . . .		155	14,6	170
Энгельгардт, 1936 . . . . .	135,0	20,0	14,6	170
Калле, 1943 . . . . .	132,9	19,1	14,2	166
Боршер, 1951 . . . . .	184,0	27,0	19,0	230
Викман, 1954 . . . . .	172 ± 28	17,3 ± 21	19,6 ± 42	209 ± 35

Таблица 5-1

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД,  
 ВЫЧИСЛЕННОЕ ПО ИХ ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ, % [РЕТТІОНН, 1957]

Породы	Мид, 1917	Кларк, 1924	Холмс, 1954	Винман, 1954	Среднее
Сланцы . . . . .	82	80	70	83	79
Песчаники . . . . .	12	15	16	8	13
Известняки . . . . .	6	5	14	9	8

Таблица 6-1

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД,  
 ПОЛУЧЕННОЕ ИЗМЕРЕНИЕМ ИХ ОБЪЕМОВ В СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ  
 РАЗРЕЗАХ, % [РЕТТІОНН, 1957]

Породы	Лейт и Мид, 1915	Шухерт, 1931	Кюнен, 1941	Крынин, 1948	Среднее
Сланцы . . . . .	46	44	56	42	47
Песчаники . . . . .	32	37	14	40	31
Известняки . . . . .	22	19	29	18	22

В табл. 4-1, 5-1 и 6-1 приведены результаты подсчетов разными авторами объемов глинистых, песчаных и карбонатных пород.

Для того, чтобы понять причины расхождений произведенных подсчетов и выбрать какую-то среднюю величину, необходимо учесть, каким способом получены те или иные цифры. Данные табл. 4-1 и 5-1 представляют собой результаты расчетов тех соотношений сланцев, песчаников и известняков, которые необходимы для получения среднего химического состава магматических пород. При этом делается допущение о кварцевом составе песчаников [Wickman, 1954]. Цифры, приведенные в указанных таблицах, представляют собой теоретически ожидаемое количество кварцевых песчаников, точнее, обломочного кварца в песчаных породах, а потому являются заниженными. В действительности объем песчаных пород не менее, чем на 22% больше указанных величин, поскольку количество  $\text{SiO}_2$  в них не превышает 78%, по Кларку с поправками Месона [Meson, 1952], %:

$\text{SiO}_2$ . . . . .	78,63	$\text{CaO}$ . . . . .	5,50
$\text{TiO}_2$ . . . . .	0,25	$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . .	0,45
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . .	4,77	$\text{K}_2\text{O}$ . . . . .	1,31
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ . . . . .	1,37	$\text{CO}_2$ . . . . .	5,03
$\text{MgO}$ . . . . .	1,16	$\text{SO}_3$ . . . . .	0,07

Цифры, приведенные в табл. 6-1, полученные путем измерений объемов пород в стратиграфических разрезах, наоборот, завышены, поскольку в расчетах не были учтены массы тонких осадков, вынесенных в океан, а также заключенные в цементе песчаников и карбонатных породах.

Взяв среднее из приведенных цифр, получаем, что соотношение глинистых, песчаных и карбонатных пород равно примерно 59 : 21 : 20. Близкая цифра объема песчаных пород для Русской платформы, равная 19,5%, была получена А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым [1956].

Некоторое приблизительное представление об объеме песчаных пород дают также цифры содержания их в ряде терригенных комплексов, опубликованные в нашей литературе (табл. 7-1). Необходимо отметить, что в работах, указанных в таблице, частицы 0,05—0,1 мм причисляют обычно к алевролитам, поэтому указанные суммарные содержания песчаников и алевролитов почти отвечают содержанию песчаных пород в нашем понимании последних.

Для определения удельного веса самих терригенных комплексов среди осадочных пород можно воспользоваться данными о распространении литологических формаций в палеозое и мезозое, полученными А. Б. Роновым и В. Е. Хайным [1960]. Учитывая, что объем терригенных формаций, куда включены морские обломочные формации (30,4%), угленосные (3,1%), ледниковые (1,4%) и континенталь-

Таблица 7-1

СОДЕРЖАНИЕ ПЕСЧАНЫХ И АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД  
В НЕКОТОРЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ

Отложения	Содержание песчани- ков	Содержание песчаников и алевролитов, суммарно
Кайнозойские молассы Ферганы и Приташкентской депрессии [Попов и др., 1963] . . . . .	—	34
Современная надводная дельта Аму-Дарьи [Попов и др., 1963] . . . . .	—	54
Апшеронские отложения Кавказа [Попов и др., 1963] . . . . .	—	4
Юрские угленосные отложения Ферганы [Попов и др., 1963] . . . . .	15	55
Среднеплиоценовая продуктивная толща Апшеронского полуострова [Шустовалов, Султанов, 1946]	21	50
Ааленские отложения Юго-Восточного Кавказа. Аспидная формация [Алиев, Даидбекова, 1955]	10	15
Байос-батские отложения Юго-Восточного Кавказа. Сланцево-граувакковая формация [Алиев, Даидбекова, 1955] . . . . .	40	55
Нижнемеловые отложения Юго-Восточного Кавказа. Терригенно-флишевая формация [Алиев, Даидбекова, 1955] . . . . .	8	10
Шлировая формация Юго-Восточного Кавказа. Олигоцен — понт [Алиев, Даидбекова, 1955] . . . . .	10	18
Верхняя моласса Юго-Восточного Кавказа. Продуктивная толща, акчагыл, апшерон [Алиев, Даидбекова, 1955] . . . . .	20	35
Среднее . . . . .	17	33

ные обломочные (21,6%), равен 56,5%, получаем объем собственно песчаных пород  $17 \cdot 0,56 = 9,1\%$  и песчаников и алевролитов (песчаных пород в нашем понимании)  $33 \cdot 0,56 = 18,5\%$ .

Суммируя приведенные данные, основанные на различном подходе к проблеме, получаем, что средний объем песчаных пород в осадочной оболочке Земли равен 18—21%.

Песчаные породы являются типом осадочных пород, прогрессирующим в своем развитии на протяжении геологической истории. Формирование их началось в архее и было связано с гранитизацией земной коры [Синицын, 1965]. Более ранние терригенные накопления азойского этапа представляют собой, очевидно, пирокластические породы. В дальнейшем роль песчаных пород все более возрастала в связи с контрастной тектонической дифференциацией земной коры и усилением процессов физического выветривания, вызванным изменениями состава атмосферы и гидросферы.

---

## ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

### § 1. Осадкообразующие факторы

Вещественный состав песчаного осадка, накопившегося в том или ином участке земной поверхности и фоссилизированного в геологическом разрезе, определяется: во-первых, исходным составом материнских пород, продуктом естественной дифференциации которых данный осадок является; во-вторых, степенью преобразования исходного вещества в зоне выветривания коренных пород и на путях его миграции в область накопления; в-третьих, особенностями среды отложения; в-четвертых, обстановкой литификации; в-пятых, более поздними процессами эпигенеза (ката- и метагенеза), протекающими в осадочной породе.

Из указанных стадий существования осадка и осадочной породы — выветривание — перенос — отложение — литификация — эпигенез — наиболее доступны для наблюдения последние три, в то время как предыстория осадочного вещества, давшего материал для данной осадочной породы, может быть восстановлена только в самых общих чертах и не всегда однозначно.

Предыстория осадка, связанная с выветриванием пород и выносом слагающих их продуктов, оказывает большое влияние на состав осадка и, прежде всего, на его терригенную часть. В настоящее время все больше укореняются представления, что процессы гипегенеза, протекающие в коре выветривания, формируют главные особенности осадочных пород [Страхов 1960, 1962]. В отношении обломочных пород, во всяком случае коры выветривания, и процессы, в них происходящие, являются той «лабораторией», где закладываются основы вещественного состава будущих терригенных осадков. Решающее влияние на состав обломочных осадков при этом оказывает химическое преобразование вещества и его соотношение с физическим выветриванием.

С началом переноса вещества из области выветривания под влиянием гравитации при участии гидросферы и атмосферы начинает действовать, все более возрастая по мере удаления от области сноса и оттесняя на задний план процессы химической дифференциации, другой фактор — механическая дифференциация и интеграция вещества. «Если представить себе, что все три вида дисперсных систем (грубых, коллоидных и ионно-молекулярных) начинают перемещение по земной поверхности... в одно и то же время, то заканчивают они его в разные сроки. Действительно, раньше всего выбывают из миграционных путей... и, следовательно, образуют осадок тяжелые грубые частицы: сначала галечные, затем песчаные, после них — алевритовые и, наконец, наиболее тонкие глинистые (пелитовые) обломки. Такое разновременное выпадение частиц в осадок... связано с тем, что живая транспортирующая сила водных потоков, переносящих основную массу продуктов разрушения материнских пород, в общем падает по мере их передвижения, снижаясь от «глубокого континента», т. е. от верховьев рек... по направлению к их устью и далее к открытому морю. Таким путем в зоне осадкообразования достигается разобщение, дифференциация минеральных обломков по их крупности» [Пустовалов, 1940а, стр. 18].

Процессы механической дифференциации являются ведущими при образовании песчаных осадков, в силу чего они и отображаются с наибольшей полнотой. Текстуры, структуры и аутигенная часть породы являются fossilизированными отпечатками среды отложения и процессов дифференциации, в ней происходящих. Поскольку из всех проявляющихся при этом процессов решающее влияние оказывает динамика среды, различные песчаные породы отличаются друг от друга прежде всего тем, в какой из динамических обстановок они образованы.

Оценивая роль динамических факторов в формировании осадков, следует выделить вслед за В. И. Поповым и др. [1963] четыре основные ландшафтно-динамические категории, различающиеся проявлением в них процессов механической дифференциации. Первая категория охватывает водораздельно-склоновую область (пояс подножий, по В. И. Попову), характеризующуюся начальными этапами механической дифференциации под воздействием спорадических талых и дождевых потоков, ветра, снега и льда. Вторая категория отвечает наземно-равнинной области, охватывающей поле деятельности текучих вод и ветра. Третья категория включает подводно-равнинную область действия колебательных движений воды и морских течений. Четвертая категория соответствует сравнительно глубоководным, удаленным от берега участкам бассейнов, где господствует слабоподвижная среда отложения, нарушаемая морскими течениями и проявлениями мутьевых потоков. Первые две области отвечают континентальному осадконакоплению, третья и четвертая — морскому, точнее бассейновому накоплению.

Указанные основные ландшафтно-динамические категории тесно связаны между собой и взаимно проникают друг в друга, обуславливая

сложное течение осадочного процесса. Элементы наземно-равнинной области проникают в водораздельно-склоновую область и, наоборот, в наземно-равнинной области могут содержаться как элементы водораздельно-склоновой, так и подводно-равнинной области, представленные высокими водоразделами, озерами и внутриконтинентальными морями.

Одноименные ландшафтно-динамические области, существующие в настоящее время на земной поверхности и существовавшие на ней в прошлые геологические эпохи, различаются и различались климатическими особенностями и тектоническим режимом, проявлявшимся в рельефе. Вследствие этого в пределах одноименных ландшафтно-динамических областей накапливались осадки, различающиеся своим составом, парагенетическими связями, типами стратификации и другими признаками. Тем самым в пределах областей, близких по динамическому признаку, в зависимости от климата, тектонического режима, а также проявления вулканизма, формировались различные геологические формации — угленосные, красноцветные, молассоидные в наземно-равнинной области; аспидные, шпировые, граувакковые в подводно-равнинной области и т. д.

## § 2. Континентальное осадконакопление

Образование песчаных пород начинается на водоразделах и склонах поднятий, где они залегают в составе элювия и коллювия. Отсутствие механической сортировки при воздействии на коренные породы механических, физико-химических, химических и биологических процессов различной продолжительности определяют следующие особенности элювиальных образований: а) прерывистое, неповсеместное распространение, б) малую мощность, в) отсутствие слоистости или ее неясное проявление, г) отсутствие окатанности или сортировки обломков, во всяком случае унаследованность этих признаков от коренных пород, д) замусоренность как щебнистым и хрящево-гравийным материалом, с одной стороны, так и глинисто-коллоидным, с другой.

Среди песчаного элювия можно выделить две разновидности. Первая из них представлена песками, развивающимися на древних песчаных породах в результате их дезинтеграции при слабом химическом преобразовании. В зависимости от состава коренных пород образующиеся элювиальные пески имеют полимиктовый, олигомиктовый или кварцевый состав. Пески кварцевого состава, например, описаны А. М. Цехомским [1959, 1960] среди отложений палеозоя Сибирской платформы, Прибайкалья и Енисейского края, где они залегают на цементированных песчаниках, образуя элювированную зону глубиной до 10—15 м.

Вторая разновидность рассматриваемых пород представлена дресвяно-песчаными отложениями, залегающими в основании кор выветривания непосредственно на зернистых породах, содержащих кварц, — кварцитовидных песчаниках, гнейсах, грани-

тах. Обломочная часть таких песков представлена кварцем и устойчивыми минералами тяжелой фракции, включенными в глинисто-коллоидные продукты выветривания.

Отложения склонов, залегающие ниже элювиальных песков, перемещенные вниз под влиянием силы тяжести и действия воды и воздуха, представлены либо брекчиево-хрящевыми породами (жесткий коллювий верхних частей склонов), либо смешанными грубообломочно-мелкоземистыми породами (мягкий коллювий оснований, или делювий). В редких случаях в результате размыва и переотложения водными временными потоками древних кор выветривания у их основания на склонах могут накапливаться плохо сортированные и плохо окатанные пески. Иногда на склонах возвышенностей накапливаются хорошо сортированные песчаные отложения, перенесенные ветром, как это наблюдается, например, на восточных склонах чинка Устюрта.

Внутри водораздельно-склоновой области, в том случае, если ее гипсометрический уровень высок, в верховьях долин развиваются недифференцированные обломочные продукты, связанные с деятельностью ледников. В областях с холодным климатом, где оледенения охватывают широкие площади и имеют покровный характер, ледниковые отложения захватывают обширные равнинные области.

Среди смешанных грубообломочно-песчано-мелкоземистых осадков, отложенных ледником и водами, образованными при его таянии, естественно дифференцируются в виде песчаных накоплений только отложения камов. Последние представляют собой осадки внутриледниковых озер, возникающих при таянии неподвижных изолированных от ледника участков, так называемого «мертвого льда». Тонкопесчаные отложения могут накапливаться также за фронтом ледника, в краевых частях озер, возникающих перед конечными моренами при отступании ледника, совместно с ленточными глинами.

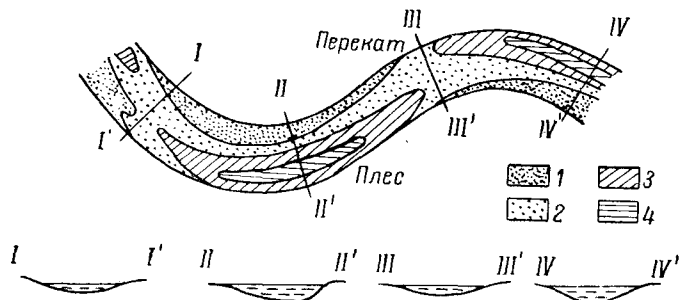
Широко развиты песчаные отложения в пределах зандровых полей, расположенных за границей конечных морен и образованных флювиогляциальными потоками. Зандровые поля располагаются в пределах наземно-равнинной области и могут рассматриваться как разновидность аллювиальных отложений. Потоки, их формировавшие, возникали за счет таяния ледника и отличались от обычных речных водотоков большей нагрузкой взвешенным материалом и отсутствием разработанных речных долин.

Если на водоразделах, склонах, в местах развития ледников и конусов выноса образование собственно песчаных осадков носит спорадический характер и является скорее исключением из общего процесса накопления смешанных недифференцированных осадочных продуктов, то в наземно-равнинной области, где действуют постоянные водотоки, песчаные накопления становятся одним из основных и постоянных членов формирующихся здесь осадочных комплексов.

В пределах речных русел сортировка смешанных осадков, поступающих из водораздельно-склоновой области, осуществляется

в двух направлениях — вдоль и поперек русла реки. Главное значение при этом имеет дифференциация в направлении, перпендикулярном речному руслу.

Как было показано С. В. Шанцером [1951], основой дифференциации аллювиальных отложений является пространственное обособление в пределах стрежня, русловой отмели и поймы осадков различной крупности (фиг. 1-II). Первоначально отложенные рядом стрежневые осадки, осадки русловой отмели и поймы, вследствие горизонтальной миграции русла реки, оказываются залегающими друг на друге, формируя аллювиальный ритм или цикл с закономерной рассортировкой обломочного материала по вертикали,



ФИГ. 1-II. СХЕМА ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РУСЛА МЕАНДРИРУЮЩЕЙ РЕКИ [ПО ШАНЦЕРУ, 1951].

1 — прирусловые отмели; 2 — тела перекатов; 3, 4 — плесовые ложбины. Горизонтальной штриховкой показана наибольшая глубина.

На отложения аллювиального ритма накладываются впоследствии мелкоземистые осадки озер и болот, развивающиеся на окраинах речных долин и водоразделах.

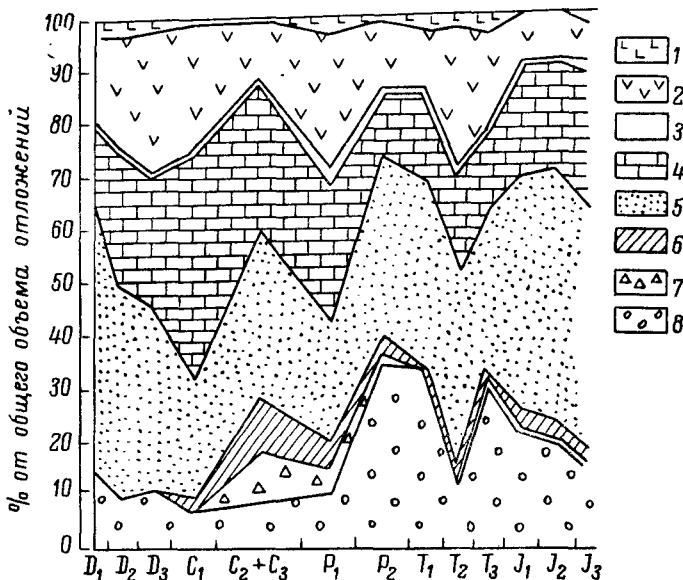
Строение аллювиального ритма и состав слагающих его отложений зависит от ряда общих факторов и, прежде всего, от тектонического режима и близости к области сноса. В целом, с увеличением тектонической активности региона в осадке возрастает объем грубых отложений, ухудшается их сортировка, разделение аллювия на генетические разновидности становится неотчетливым, верхняя часть ритма, отвечающая пойменным осадкам, редуцируется и т. д. Указанные признаки получают наибольшее развитие в аллювии горных рек, вследствие сложной гидродинамики потока и отсутствия разрабатанной долины.

Аллювиальные ритмы являются основой закономерного ритмичного чередования осадочных пород в разрезах осадочных комплексов, отлагавшихся на наземных равнинах, — лимнических угленосных толщ, континентальных красноцветных формаций, моласкоидов и континентальных моласс.

Влияние климата также существенно сказывается на составе аллювиальных комплексов. Аллювий аридных областей по сравнению с областями гумидными характеризуется более резкими фациальными переходами и худшей сортировкой, проявляющейся

в обогащении песчаных осадков алевро-пылеватыми частицами и карбонатом кальция, количество которого обычно составляет от 5 до 20%.

Отсутствие растительного покрова в аридных областях резко усиливает работу ветра. Даже в пределах речных долин и морских побережий на долю осадков, перенесенных ветром, приходится значительная часть наносов, формирующих вдольбереговые эоловые дюны. Так по В. И. Попову, Н. И. Гридневу и К. А. Набиеву



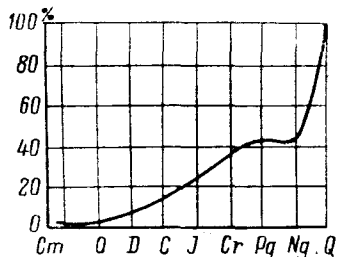
ФИГ. 2-П. ИЗМЕНЕНИЕ СООТНОШЕНИЙ ОБЪЕМОВ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ В ТЕЧЕНИЕ СРЕДНЕГО — ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ [ПО РОНОВУ И ХАИНУ, 1960]

1 — формации наземно-вулканогенные; 2 — подводно-вулканогенные; 3 — соленосные; 4 — карбонатные; 5 — морские обломочные; 6 — угленосные; 7 — ледниковые; 8 — континентальные обломочные.

[1956], на площади долины р. Аму-Дарьи, в ее нижнем течении, на долю эоловых песков приходится 13,6% площади и 2,5% общей мощности отложений.

Особенно велика роль эолового разноса в областях, лишенных растительного покрова — пустынях и полупустынях, где эолово-песчаные осадки подчиняют себе другие типы отложений — щебне-каменистые осадки зон выдувания, мелкозернисто-такыровые и водораздельно-лессовые отложения. Источниками песка являются массивы коренных пород, древние и современные песчано-глинистые аллювиальные, прибрежно-морские и озерные отложения. Площади современных пустынь, среди которых выделяют пустыни каменистые, песчаные и такыро-солончаковые, огромны. Так, площадь Каракумов равна примерно 250 тыс. км<sup>2</sup>, Сахары — 7 млн. км<sup>2</sup>, Гоби — 2 млн. км<sup>2</sup>.

В песчаных пустынях, а также в отдельных участках каменных пустынь, такыро-солончаковых пустынь и полупустынь эоловые песчаные осадки представлены двумя генетическими типами — бугристыми неперемещенными песками и песками перемещенными, вынесенными из областей выдувания и залегающими на такырах, солончаках или на коренных породах. Детальные описания отложений пустынь содержатся в работах Б. А. Федоровича [1940, 1950], Бэгнольда [Bagnold, 1941], А. В. Сидоренко [1949, 1950а, б, 1956].



ФИГ. 3-П. ГРАФИК ОБЪЕМА КВАРЦЕВЫХ ПЕСКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПО ЦЕХОМСКОМУ, 1959).

Накопление континентальных отложений в геологической истории носило периодический характер. Максимумы их распространения отвечали основным геократическим эпохам, соответствующим, например, для Азии [Синицын, 1964] лудлову — раннему девону, среднему — позднему карбону, поздней перми — раннему и среднему триасу, готериву — баррему, данию — палеоцену, нижнему миоцену и современной эпохе. Для Европы максимумы накопления континентальных толщ приходятся на венд, верхний

кембрий — ранний девон, средний карбон — пермь — триас (фиг. 2-П), начало палеогена и современную эпоху.

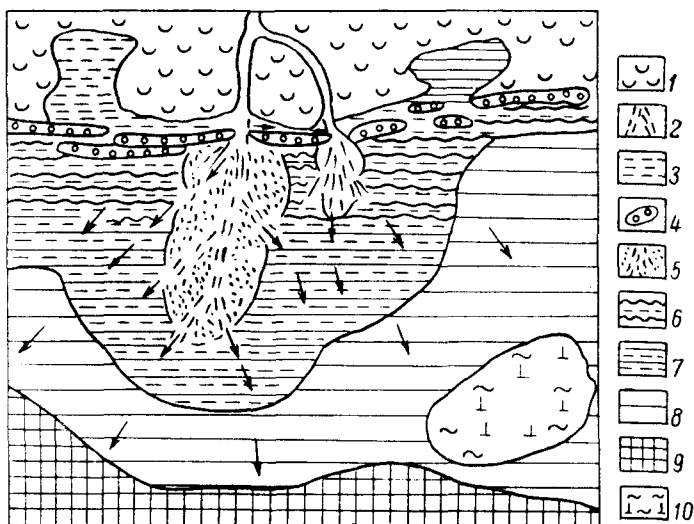
В целом наземно-равнинные отложения представляли собой прогрессивно развивающийся тип геологических образований, во всяком случае на Сибирской и Русской платформах (фиг. 3-П), что связано с общим увеличением размеров суши и возрастанием контрастных тектонических движений в течение неогена (Рухин, 1962а, Синицын, 1965).

### § 3. Осадконакопление в морских и озерных водоемах

В пределах морских бассейнов можно выделить четыре зоны, в которых происходит концентрация песчаных осадков и где они либо преобладают, либо играют существенную роль среди отложений иного состава. Это, во-первых, прибрежная зона, где накапливаются продукты речных выносов и вдольберегового разноса волнами; во-вторых — край шельфа и верхняя часть континентального склона, где господствуют дрейфовые и отчасти приливно-отливные течения; в-третьих — верхние части склонов и вершины внутренних поднятий; в-четвертых — глубоководные халистические участки морей и океанов, куда песчаные осадки попадают вследствие деятельности мутьевых потоков.

В настоящее время в Мировой океан реками сбрасывается, по данным Г. В. Лопатина [1950],  $13695 \cdot 10^6$  т влекомых

и взвешенных наносов, из них на долю песчаных приходится, по-видимому, около одной четверти, т. е.  $3500 \cdot 10^6 \text{ т}$ . Примерно половина осадков, выносимых реками в морские бассейны, осаждаются непосредственно в дельтах. Так, из 54 млн. т твердых веществ, выносимых р. Нилом, ежегодно в дельте осаждается около 50%. Около 50% из  $276 \cdot 10^6 \text{ т}$  твердых веществ осаждаются в дельте р. Янцзы. В дельте р. Куры из 35—40 млн. т оседает около 90% всей массы осадков, в дельте р. Дона — около 25% [Самойлов,



ФИГ. 4-II. ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА СТРОЕНИЯ ПОДВОДНОЙ ДЕЛЬТЫ [ПО ПОПОВУ и др., 1963].

1 — надводная дельта; 2 — русла подводной дельты; 3 — дельтовые мелкие заливы и предбаровые ложбины; 4 — бар; 5 — отмельные участки с прорезающими их подводными промоинами, занятые песками; 6 — отмельные косослойчатые алеволиты, тонко перемежающиеся с глинистыми илами; 7 — то же, но горизонтально слойчатые; 8 — удаленные донные глины; 9 — то же, но условно застойные; 10 — глинисто-карбонатные и раковинные осадки.

1952]. Поэтому дельтовые отложения являются сейчас и были в прошлом одним из главных типов осадочных образований. Накопление осадков в дельтах происходит под действием сточных течений, образующих растекающимися струями речной воды, прибой волн, приливно-отливных течений и иногда эоловых и элювиальных процессов, протекающих на отмелях.

Принципиальная схема подводнодельтового комплекса показана на фиг. 4-II, из которой видно, что песчаные осадки концентрируются главным образом в передней части авандельты, где ими сложены: 1) полоса баров, отделяющая вместе с предбаровыми желобообразными промоинами подводную часть дельты от наводной; 2) подводные протоки, представляющие собой продолжение протоков

надводной дельты; 3) подводные отмели, располагающиеся между протоками и подвергающиеся действию волн.

Ниже авандельтовой песчаной зоны следует авандельтовая иловая, а затем застойная зона тонких илов [Попов и др., 1963].

Характер сочленения дельтовых осадков с собственно бассейновыми зависит от ширины шельфа. Как указывает Н. М. Страхов [1960], у океанических бассейнов и крупных внутриконтинентальных морей, благодаря большой ширине шельфа, илисто-алевритовые языки дельт оконтуриваются по периферии широкими полосами песчаных отложений. При незначительных размерах бассейнов дельтовые тонкозернистые языки непосредственно сливаются с илистыми осадками центральных частей котловин, как это, например, наблюдается в Аральском море (фиг. 5—11).

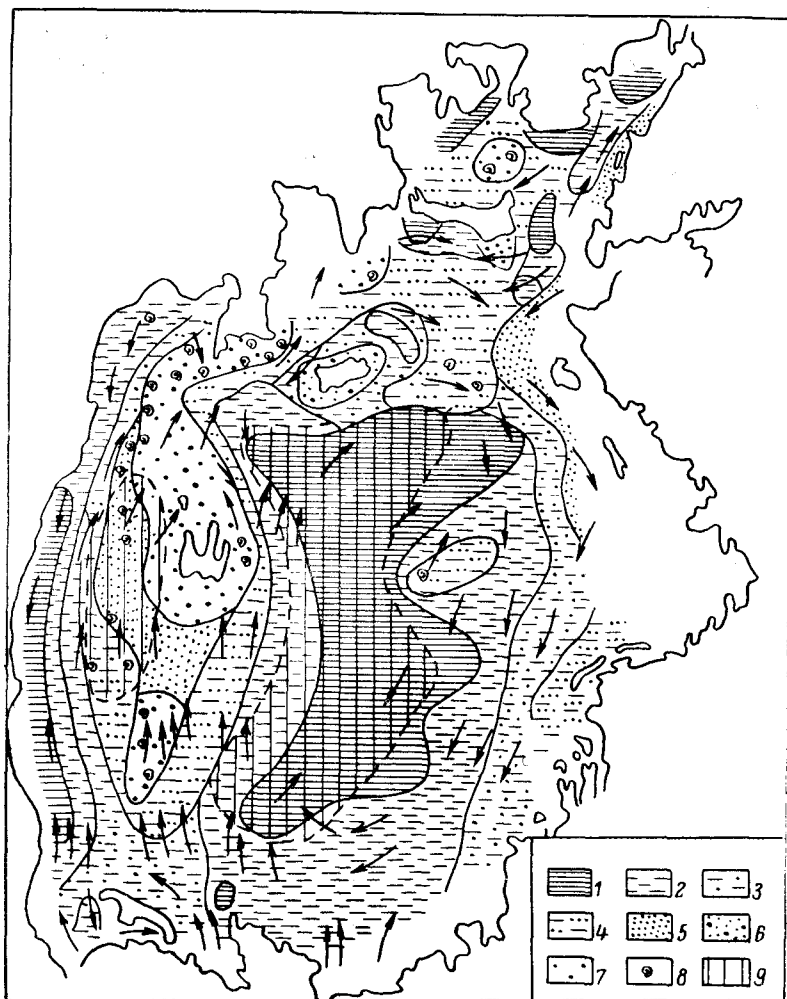
При разрушении берегов, не защищенных растительностью, приливами и отливами, а также береговыми течениями, в устьях рек развиваются эстуарии, где накапливаются песчаные и песчано-алевритовые отложения речного типа (реки Обь, Енисей, Св. Лаврентия, Темза и др.). Главным осадкообразующим фактором в прибрежной зоне является, однако, деятельность волн.

Предпосылкой для разделения песчаных и алеврито-глинистых частиц является способность частиц  $< 0,05$  мм переходить во взвесь под влиянием волнения, в 25—50 раз более высокая, чем у частиц более крупных. Поэтому в природе идет постоянное отделение крупных песчаных частиц, остающихся в волновом поле, от более мелких, выносимых за его пределы на большие глубины.

Подобная сепарация не проявляется только тогда, когда осадок попадает в замкнутые котловины и выпадает из поля деятельности волн. В прибрежной зоне такими котловинами являются бухты, фиорды, застойные проливы, ватты, лиманы и т. д., объединяемые под названиями «мелкозаливного пояса» [Попов и др., 1963], «бухтовой зоны, или обособленного шельфа» [Наливкин, 1956]. Вследствие отсутствия прибоев здесь развиваются илистые осадки, слагающие дно и берега бассейнов; тонкопесчаные осадки развиваются локально в наиболее краевых или, в случае проявления сточных течений, в центральных частях подобных водоемов.

Неблагоприятные условия для развития песчаных отложений возникают также в изолированных водоемах, где волновые движения имеют большую интенсивность, но, вследствие отсутствия возможностей для стока твердых продуктов, песчаные отложения не могут быть отделены от более мелких. Примером таких бассейнов служит оз. Балхаш, где вообще отсутствует полоса песчаных отложений, или Азовское море, где береговые песчаные осадки не опускаются ниже глубин 3—5 м. В последнем случае волновые движения достаточно интенсивны, но обильный иловый материал, выносимый Доном и Кубанью, не может быть сброшен через узкий Керченский пролив и, постоянно смешиваясь с песчаным материалом, препятствует его отделению, кроме узкой прибрежной полосы, где волнения наиболее интенсивны.

Для больших бассейнов, в особенности бассейнов открытых, ширина зоны волноприбойных песков зависит от крутизны шельфа. На пологих мелководных шельфах, где волновая деятельность



ФИГ. 5-11. КАРТА ОСАДКОВ АРАЛЬСКОГО МОРЯ, ПО В. П. ЗЕНКОВИЧУ [НАЛИВКИН, 1956].

1 — глинистый ил; 2 — ил; 3 — песчаный ил; 4 — илистый песок; 5 — мелкий песок; 6 — песок; 7 — крупный песок; 8 — ракуша; 9 — известковый ил. Стрелками показаны течения, по Н. А. Жданко [Животовская, 1964].

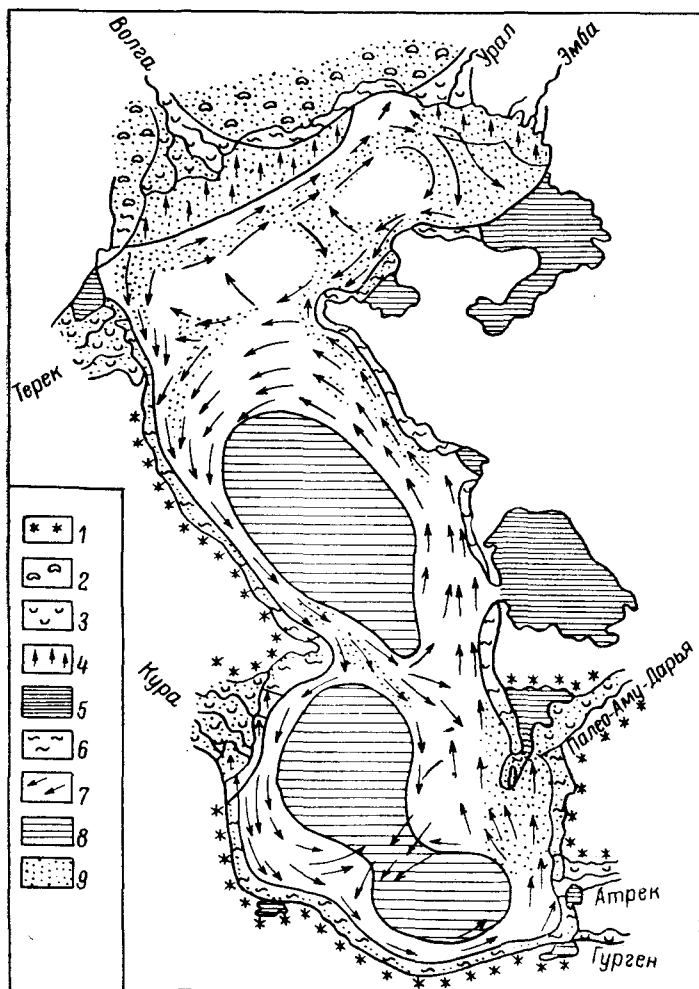
охватывает широкие площади, возможно развитие широких полей волноприбойных песков, как это наблюдается в северной части Каспия, юго-восточной части Баренцова моря, в Северном море и Гудзоновом заливе.

Глубина проникновения волноприбойных песков зависит не столько от глубины бассейна, сколько от его размеров и степени связи с открытым океаном, так как именно эти признаки определяют энергию возникающих в нем волновых движений. Длины волн при штормах средней величины для внутренних морей, например, Каспийского и Черного, равны 60 и 30 м, для открытых морей Дальнего Востока — 100 м, океана — 200 м. Поэтому нижняя граница волноприбойных песков имеет различный уровень, располагаясь, например, в Черном море на глубинах до 25 м, в Каспийском — до 40 м, в Беринговом — до 90 м. Предельная глубина, на которой на побережье Тихого океана встречены волноприбойные пески, равна 120 м [Безруков, Лисицын, 1961].

Значение волновой деятельности не ограничивается воздействием на те, по существу, узкие прижатые к берегу полосы дна, где волнение непосредственно проявляется. Из гидродинамики известно, что скорость осаждения частиц меньше той, которая необходима для отрыва их от дна и последующего влечения во взвешенном состоянии (см. фиг. 1-III). Поэтому песчаный материал, будучи вовлечен в движение в зоне волнения и попадая в сферу действия штормовых стонных течений, а впоследствии приливно-отливных и дрейфовых течений, может длительное время пребывать во взвешенном состоянии. Это определяет его широкий разнос в зоне шельфа, континентального склона и других участков морского дна.

Приуроченность песчаных осадков к зонам действия морских течений устанавливается многочисленными наблюдениями над современными и ископаемыми осадками. Течения в бассейнах возникают под действием ветра, приливов и отливов, а также в результате стока речных вод. Наиболее важными являются циркулярные течения, направление которых определяется направлением господствующих ветров и конфигурацией берегов, островов и рельефом дна. Такие течения образуют несколько колец воды, располагающихся на некотором расстоянии от берега (фиг. 6-IV). В океанах, а также в открытых шельфовых морях, куда проникают океанические воды, кроме циркулярных, получают развитие также поперечные течения, приводящие к сложному распределению осадков на дне бассейнов. Глубины проникновения течений при сохранении ими высоких скоростей измеряются многими сотнями и тысячами метров. По данным Е. М. Емельянова [1965], компенсационные и приливно-отливные донные течения в Гибралтарском проливе достигают 125 см/сек, в Мессинском 250 см/сек. В области Курошио скорости течения на глубине 1500 м составляют 20 см/сек [Безруков, 1960]. «При работах э/с «Витязь» в Тихом и Индийском океанах... было установлено, что даже на глубинах от 2000 до 5000 м скорости течения нередко составляют 10—25 см/сек. Близкие результаты были получены... в английских и американских экспедициях, причем в отдельных случаях скорость течения на глубине 4000 м достигала 42 см/сек» [Безруков, 1962, стр. 18].

В соответствии с господствующими течениями в морских бассейнах можно выделить несколько зон развития песчаных осадков. Главная из них располагается в зоне циркулярных течений. Во внут-



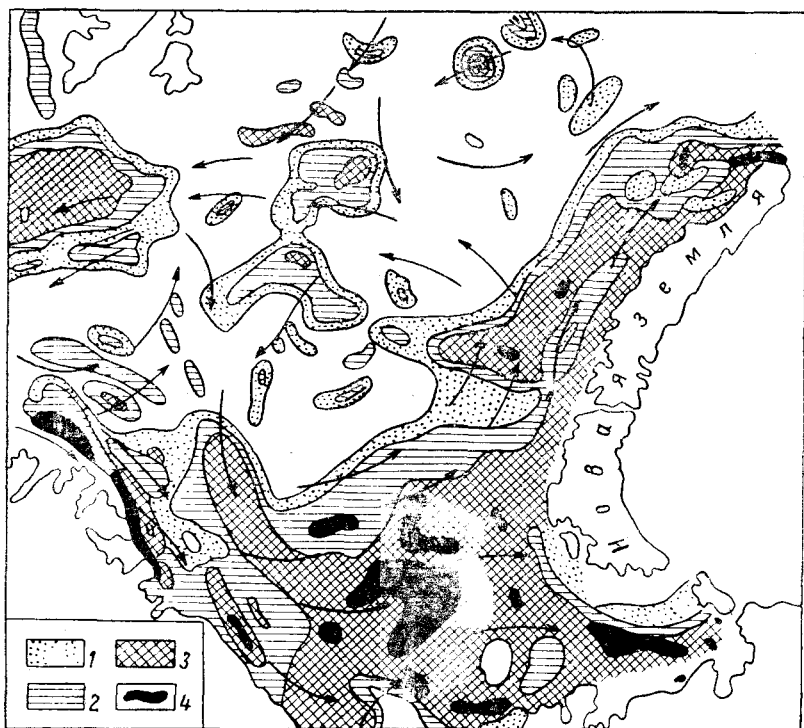
ФИГ. 6-II. СХЕМА ФАЦИАЛЬНЫХ ПОЯСОВ ПРИКАСПИЯ И КАСПИЯ ПО ДАННЫМ М. В. КЛЕНОВОЙ И Н. М. СТРАХОВА В ДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ В. И. ПОПОВА [1963].

1 — подгорноверный пояс; 2 — золово-равнинный; 3 — равнинно-долинный; 4 — подводно-дельтовый; 5 — мелкозаливный (лагунный); 6 — волноприбойный; 7 — теченияый; 8 — мутьевой и центральноотстойный; 9 — песчано-алевритовые осадки.

ренных морях типа Каспийского или Средиземного эта зона располагается от берега на расстоянии 10—40 км на глубинах до 200—500 м. Во внешних морях максимальное накопление песков проис-

ходит на внешней части шельфа и верхней части континентального склона, как это, например, наблюдается вдоль западного шельфа Атлантического океана, от Флориды до Ньюфаундленда, на западной окраине Индостана, вдоль северной окраины Северного моря и т. д.

Второй областью развития песчаных осадков являются склоны внутренних поднятий в океанах и морях, возвышающихся над окружающим дном. Подобная картина наиболее часто наблюдается в окраинных морях (фиг. 7-II), где песчаные осадки могут залегать



ФИГ. 7-II. СХЕМА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕСЧАНОЙ ФРАКЦИИ 1,0—0,1 мм В ОСАДКАХ БАРЕНЦЕВОГО МОРЯ [ПО М. В. КЛЕНОВОЙ, 1961].

Стрелками показаны течения, по Н. И. Зубову [1947].

Количество песчаной фракции, %: 1 — от 5 до 10; 2 — от 10 до 20; 3 — от 20 до 50; 4 — более 50.

на глубинах до 1—2 тысячи м. Накопление их происходит в результате увеличения скорости потока над поднятием, который «прижимается» ко дну и оказывает на него более сильное воздействие, чем во впадинах. При этом главное значение имеет относительное превышение поднятий под впадинами. Прямая связь между абсолютными глубинами дна и распределением на нем осадков отсутствует.

Третьей областью развития песков являются проливы, дно которых, вследствие высоких придонных скоростей, нередко вообще лишено осадков.

Особенно сильно проявляется воздействие течений в районах островных дуг, где на склонах поднятий и проливах песчаные осадки могут опускаться до глубин в 2—2,5 км. Такая картина наблюдается, например, в проливах Курильской гряды, где благодаря проникновению приливно-отливных течений на большие глубины в 2500 м от поверхности залегают пески, обладающие идеальной сортировкой, свойственной прибрежным волноприбойным пескам [Лисицын и др., 1966].

Влияние золотого разноса сказывается на составе морских отложений в незначительной степени. Песчаные зерна, занесенные ветром, встречаются в морских и океанических осадках, накапливающихся вблизи пустынь Северной Африки, Северной и Южной Америки, Западной Австралии. Они не образуют самостоятельных накоплений и встречаются в виде примеси в илистых осадках. По-видимому, только вблизи вулканических областей пепловый материал, перенесенный часто на расстояние в сотни километров, может давать значительные скопления, как это наблюдается, например, в северо-западной части Тихого океана.

Существенная роль в морском осадконакоплении принадлежит сравнительно недавно открытому механизму осадкообразования [Архангельский и Страхов, 1938; Bramlette, Bradley, 1940; Kuenen, Migliorini, 1950], связанному с деятельностью мутьевых потоков. Мутьевые потоки зарождаются на верхних частях склонов в результате гравитационного оползания осадков и при наличии уклонов более 1—2° перемещаются на расстояние во многие сотни километров. Наибольшее распространение плохо сортированные пески с градиционной слоистостью, отложенные мутьевыми потоками, имеют по окраинам океанов в области абиссальных аккумулятивных равнин и в глубоководных желобах вблизи островных дуг и подводных хребтов. Развиваются они также во внутренних морях котловинного типа, вроде Черного и Средиземного моря, где залегают в виде прослоев среди тонких глубоководных илов.

Из всех песчаных осадков отложения мутьевых потоков проникают наиболее глубоко, залегая, например, в Курило-Камчатской гряде на глубине 3000 м, в Индийско-Австралийской котловине — 5000 м, в каньоне Срединного Атлантического хребта — 6000 м.

#### § 4. Генетическая классификация песчаных осадков

Приведенный краткий обзор географических обстановок накопления песчаных осадков позволяет составить представление об основных генетических разновидностях этих отложений, их взаимоотношении и соподчинении друг другу и, исходя из этого, наметить основы генетической классификации песков. В основу генетической

классификации, естественно, должен быть положен фактор, приводящий к обособлению песчаного осадка и сообщаящий ему характерные, специфические для него особенности.

Терригенные отложения формируются в определенных условиях физического состояния среды отложения, ее химизма, газового режима и других особенностей, связанных, в свою очередь, с более общими факторами — рельефом, климатом, органическим миром, темпами седиментации и т. д. Очевидно, что песчаные осадки можно классифицировать по каждому из указанных признаков и все полученные таким образом классификации окажутся в определенном смысле «генетическими». При этом главное значение будет иметь та классификация, в основу которой положен ведущий осадкообразующий фактор, имеющий определяющее значение для всех остальных.

Господствующим процессом при накоплении песчаных отложений является механическая дифференциация осадочного материала под действием воды или воздуха. Поэтому динамический фактор, физическое состояние среды и могут служить основой для составления генетической классификации песков.

Динамика водной и воздушной массы, ее природа, интенсивность, длительность воздействия на осадок зависят, в первую очередь, от ландшафта и, прежде всего, от рельефа. Поэтому выделенным в начале этой главы четырем типам ландшафтов — водораздельно-склоновому, наземно-равнинному, подводно-равнинному и глубоко-водному — отвечают четыре основные категории песчаных отложений, выделяемые в качестве классификационных единиц первого порядка.

Ландшафтные генетические категории, в свою очередь, могут быть подразделены на классификационные единицы более мелких порядков. В соответствии с уровнем наших знаний о признаках современных и древних отложений, образованных в различных обстановках, достаточно обоснованной фактическими данными может быть классификация, предусматривающая выделение 4—5 классификационных уровней, что обычно и практикуется в фациальном и палеогеографическом анализе [Наливкин, 1956; Шанцер, 1959; Попов и др., 1963]. В предлагаемой классификации песков, приведенной в табл. 1-II, предусматривается выделение пяти уровней: отложения ландшафтной области — генетический комплекс — генетическая группа — генетический тип — генетический вид.

Под генетическим видом, являющимся низшей классификационной единицей приведенной схемы, понимается некоторая совокупность отложений, образовавшихся на сравнительно небольшом участке земной поверхности в определенной, относительно однородной динамической обстановке среды отложения. Критерием однородности динамической обстановки является совместное проявление следующих признаков:

1) одинаковой природы осадкообразующей среды — вода, воздух или лед;

2) одинакового способа перемещения осадков, которое может осуществляться оползанием или обваливанием массивов, глыб

и обломков, передвижением в сыпучем состоянии, переносом в грязевых потоках, в мутьевых потоках и нормальной суспензии;

3) устойчивости направления и режима движения, которое может быть прерывистым (оползание, обваливание, осыпание), непрерывным однонаправленным (в реках и зонах постоянных морских течений), поступательным разнонаправленным (в зонах непостоянных воздушных и водных течений), колебательным (в мелководных и прибрежных участках водоемов) и, наконец, может включать вертикальное оседание в малоподвижной среде;

4) признаком однородной динамической обстановки является сохранение в ней определенного диапазона скорости осадкообразующей среды, которая может быть неподвижной или слабоподвижной, умеренно подвижной, подвижной и весьма подвижной; степень подвижности среды может быть измерена величиной срывающей скорости  $v_k$ , о чем подробнее сказано в следующей главе;

5) важным признаком осадкообразующего потока является его ширина, точнее отношение ширины к его длине (линейные, площадные и фронтальные потоки).

Определенное сочетание качеств динамической обстановки на ограниченном участке земной поверхности приводит к формированию осадков, обладающих определенным ограниченным набором структурных признаков, отражающих определенный диапазон колебаний энергии осадкообразующей среды. Осадки обладают также определенными текстурными особенностями, отражающими конфигурацию и развитие сформированных на дне потока эрозионно-аккумулятивных форм. Набор последних в элементарной динамической обстановке обычно ограничен несколькими разновидностями, вследствие чего в пределах одного генетического вида отложений получают развитие определенные сочетания текстурных признаков. Такими генетическими видами являются, например, речные стрежневые осадки, осадки прирусловой отмели, осадки поймы, или эоловые отложения зон выдувания, песчаные покровы, отложения полей развития поперечных гряд, барханов и барханных цепей.

Закономерные сочетания генетических видов, связанные общностью проявления ведущего динамического фактора, образуют более крупные систематические единицы — генетические типы, генетические группы и т. д. Генетические виды отложений, рассуждая теоретически, следовало бы разделить на более дробные единицы — подвиды, разновидности и другие, каковыми бы являлись отложения отдельных эрозионно-аккумулятивных форм, развивающихся в определенной элементарной динамической обстановке. Например, отложения прирусловой отмели можно было бы разделить на осадки поперечных и продольных гряд, песчаных кос, желобов промыва или их отдельных частей. Вообще говоря, «выявлению разновидностей нет предела, так как даже две песчинки всегда будут чем-то отличаться одна от другой» [Крашенинников, 1962]. Однако подобное дробное деление вряд ли возможно и вряд ли оправданно, поскольку мы не обладаем достаточно систематизированными данными

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ВИДЫ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ  
В ОСАДОЧНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Ландшафтная область	Генетический комплекс	Генетическая группа	Генетический тип	Генетический вид песчаных отложений	Динамическая обстановка образования генетического вида	
Водораздельно-склоновая	Водораздельный (элювиальный)	Почвы	Подзолистые, черноземные, торфяные и др.	—		
		Элювий	Обломочный, каолинистый, латеритный, карбонатный и др.	Песчаный элювий на обломочных породах Песчано-дресвяные зоны в основании кор выветривания на гранитах и других зернистых породах	Отсутствие перемещения	
	Склоновый (коллювиальный)		Обвалы и осыпи	Коллювиальные пески за счет размыва песчаного элювия		Прерывистое обваливание и осыпание
			Солифлюкционные накопления	—		—
			Оползневые накопления	—		—
			Делювий	Переотложенный песчаный элювий		Прерывистое осыпание
	Эоловые отложения			Затухающее движение ветра		
	Наземно-равнинная	Подземноводный	Отложения пещер	Отложения подземных рек и озер	Песчаные осадки подземных рек и озер	Линейное перемещение подземными водами и вертикальное осаждение в неподвижной воде
				Обвальные отложения	—	
				Натечные образования	—	—
Отложения источников				—		
Ледниковый (гляциальный)		Собственно ледниковые отложения (гляциальные)	Морены основные	Песчаные морены на кристаллических породах		Перемещение льдом
			Морены краевые	—		—
			Ледниковые отторженцы	Песчаные массивы в ледниковых отторженцах		Перемещение льдом песчаных массивов
		Ледниково-озерно-речные (лимно-гляциальные) отложения	Отложения внутриледниковых потоков	Песчаные отложения камов и других ледниково-озерных образований		Линейное перемещение водой и вертикальное осаждение в неподвижной воде
			Отложения внутриледниковых озер			
			Отложения предледниковых озер	Песчаные задровые поля		Линейно-площадное перемещение быстрыми эпизодическими потоками
			Предледниково-потоковые отложения			

Ландшафтная область	Генетический комплекс	Генетическая группа	Генетический тип	Генетический вид песчаных отложений	Динамическая обстановка образования генетического вида
нижная	Наземно-водный	Речные отложения (флювиальные)	Отложения рек (аллювий)	Пески стрежня, созданные перемещением неправильных гряд, воронок, желобов	Линейное перемещение быстрым потоком
				Пески прирусловой отмели, созданные перемещением поперечных гряд, кос, намывных островов	Линейное перемещение умеренно-быстрым водным потоком
				Пески поймы, созданные перемещением пойменных гряд, боковых протоков, рукавов, бочагов, рывтин	Медленное линейное перемещение водным потоком, колебательные движения и вертикальное оседание
				Пески стариц	Медленное линейное перемещение, колебательное движение и вертикальное оседание
			Отложения временных потоков	Песчано-смешанные отложения временных потоков	Линейное перемещение эпизодическими потоками переменной интенсивности
Наземно-рав	Эоловый	Эоловые отложения пустынь	Озерные отложения	Приустьевые и прибрежные пески озер	Линейное перемещение, фронтальные колебательные движения разной интенсивности
			Неперемещенные пески	Поля развития кучевых песков, лунковых, ячеистых, пирамидальных	Разнонаправленное движение воздуха разной интенсивности
				Остаточные грубозернистые пески зон выдувания	
				Песчаные покровы	
			Перемещенные пески	Поля развития поперечных гряд, барханов, барханных цепей	Умеренное или сильное преимущественно однонаправленное движение воздуха
				Поля развития продольных дюн — сейф и дамб	
			Водораздельно-лессовые	—	
			Мелкоземисто-такирные	—	
			Щебнево-каменистые зоны выдувания	—	
			Эоловые отложения побережий	Побережий морей	Поля развития авандюн, параболических дюн, продольных гряд и малых барханов
Побережий рек					

Ландшафтная область	Генетический комплекс	Генетическая группа	Генетический тип	Генетический вид песчаных отложений	Динамическая обстановка образования генетического вида	
Шинная	Эоловый	Эоловые морские отложения	Отложения пустынь	Песчаная примесь в морских осадках вблизи аридных зон	Песчаные бури, устойчивое перемещение воздушных масс	
	Вулкано-генно-осадочный		Вулканические выбросы	Пирокластические накопления вблизи вулканических областей	Разнонаправленное движение воздуха разной интенсивности	
	Подводно-дельтовый	Отложения подводных дельт	Подводнодельтовые обломочные	Поля развития вдольбереговых баров	Поля развития вдольбереговых баров	Волноприбойная деятельность и перенос воздушными потоками
				Осадки подводных протоков	Осадки подводных протоков	Линейное перемещение умеренно быстрыми и медленными потоками
				Подводные волноприбойные отмели и банки	Подводные волноприбойные отмели и банки	Умеренно сильные и слабые колебательные движения воды
			Подводнодельтовые иловые	—		
		Отложения эстуариев	Отложения эстуариев	Донные осадки эстуариев и приустьевых баров	Умеренное и сильное движение воды переменного знака	
	Подводно-равнинная	Мелкозаливный (бухтовый)	Отложения бухт, фиордов, застойных проливов, ватт, лагун, лиманов, береговых озер		Мелкопесчаные локальные накопления краевых или центральных частей водоемов	Слабое колебательное, поступательное или возвратно-поступательное движение воды
		Волноприбойный	Отложения надводной береговой зоны	Отложения надводных террас	Осадки площадей развития форм рельефа, унаследованных от пляжей, и вторичных форм эолового происхождения	Преимущественно разнонаправленное движение воздуха
				Отложения примкнувших пляжей и верхней части подводного склона	Осадки верхней надводной части пляжа — площадей развития верхних береговых валов, желобов промыва, эоловых дюн	Периодическая смена действия прибойного потока и эолового разгона, преимущественно перпендикулярно к берегу
Осадки нижней надводной части пляжа — площадей развития прирезковых валов, желобов промыва, следов заплеска и других форм					Движения прибойного потока разной интенсивности	
Отложения подводного берегового склона			Осадки подводной части пляжа и подводного склона — площадей развития подводных валов и песчаных волн	Фронтальное движение волнового потока		
			Отложения баров и аккумулятивных островов	Отложения баров и аккумулятивных островов	Осадки различных участков водной и отчасти эоловой аккумуляции	Действие волнового потока, отчасти перенос ветром

Ландшафтная область	Генетический комплекс	Генетическая группа	Генетический тип	Генетический вид песчаных отложений	Динамическая обстановка образования генетического вида	
Полводно-равнинная	Волноприбойный	Отложения подводного берегового склона	Отложения площадей развития кос, стрелок, пересыпей, перемычек	Осадки различных участков водной, частично эоловой аккумуляции	Волновой поток, направленный к берегу, и сопровождающие его донные и береговые течения, отчасти перенос ветром	
			Отложения мелководий	Осадки ровных аккумулятивных поверхностей	Слабое движение воды	
Глубоководная	Подводно-теченийный	Отложения водных течений	Отложения внутреннего шельфа, континентального склона и внутренних поднятий	Осадки площадей развития продольных гряд и их систем Осадки площадей развития поперечных гряд, «гидробарханов» и песчаных волн	Умеренное и сильное фронтальное однонаправленное движение воды	
			Отложения проливов	Осадки площадей развития параболических подводных дюн, решетчатых и беспорядочно ориентированных форм		Разнонаправленное движение воды разной интенсивности
			Отложения мутьевых потоков	Отложения абиссальных равнин, склонов океанических впадин и желобов, внутренних котловинных морей	Различного типа градиционно-наслоенные отложения	Мутьевые потоки
			Подводно-застойный	—	—	—

о структурно-текстурных признаках единичных эрозионно-аккумулятивных форм как современных, так тем более и ископаемых, и поэтому не имеем возможности их реконструировать.

В приведенной классификации песчаных пород используется понятие о генетическом типе отложений и производные от него понятия вида, группы, комплексы и не находят отражения такое широко распространенное понятие как фация. Это объясняется тем, что термин «генетический тип» для обозначения комплекса отложений, связанных с определенной обстановкой седиментации со времени А. П. Павлова [1883] понимался более определенно и не подвергся трансформации в другие понятия, как это произошло с термином «фация».

Наоборот, термин «фация», появление которого в литературе связано с именем А. Грессли, «приобрело у нас такую многозначность, стало выражать такое разнообразие понятий, что превратилось по существу даже не в термин свободного пользования самого общего значения, а в эрзац-термин» [Вассоевич, 1948б, стр. 31]. Общеизвестно стремление понимать фацию то как единицу изменчивости геологических разрезов [Шатский, 1955], то как обстановку накопления осадков [Вассоевич, 1948б; Страхов, 1948б], то как совокупность признаков осадков и условий их образования [Жемчужников, 1948; Рухин, 1961]. Следуя принципу приоритета, за термином «фация» необходимо признать то содержание, которое в него было вложено А. Грессли, на что недавно справедливо обратил внимание В. Т. Фролов [1966]. По Грессли, фация — это «совокупность видоизменений отложений, выражающаяся в том или ином петрографическом (состав, структура, окраска), геогностическом (стратификация, мощность) или палеонтологическом их отличии» [цит. по Вассоевичу, 1948б, стр. 16]. т. е. фация есть пространственно обособленная часть отложений, отличающаяся от соседних частей комплексом петрографических и палеонтологических признаков. Это обособление может быть первичным седиментационным (осадочные фации) или вторичным, связанным с глубоким эпигенезом и метаморфизмом (фации эпигенеза и метаморфические фации).

Даже такие понятия как осадочная фация и генетический тип не являются тождественными. Осадочная фация обособляется в результате определенного течения осадочного процесса, начинающегося в областях выветривания материнских пород и завершающегося процессом диагенеза. Генетические же типы (виды, комплексы) представляют собой образования, связанные только общностью условий седиментации в месте окончательного захоронения осадков. Фация включает в себя все признаки осадочной породы, генетический тип получает отображение в структуре, текстуре, составе органических остатков и аутигенных минералов осадка. Поэтому генетический тип (вид, комплекс) понятие более узкое, чем фация или фациальный комплекс, так же как генетические признаки, приобретенные осадком в среде отложения, есть часть фациальных признаков.

## О КЛАССИФИКАЦИИ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ

### § 1. Понятие о структуре и текстуре

Разграничение понятий о структурных и текстурных признаках, первоначально объединяемых одним термином «структура», произошло в начале нынешнего столетия и связано с именем известного петрографа Грубенмана [Grubenmann, 1904], который под структурой понимал «то характерное сложение составных частей породы, которое обуславливается определенной степенью развития форм компонентов и их взаимных ограничений». Текстурой породы Грубенман назвал «стереометрическое сложение ее компонентов, которое обусловлено их пространственным расположением и распределением» [цит. по Половинкиной, 1966, стр. 19].

Формулировки Грубенмана благодаря А. Н. Заварицкому [1926] с некоторыми изменениями перешли из петрографии магматических пород в осадочную петрографию и получили широкое распространение. В настоящее время в отечественной литературе под структурой обычно понимают особенности осадков или пород, зависящие от происхождения (обломочное, хемогенное или органогенное), размеров, формы, характера поверхности и взаимных соотношений слагающих их компонентов. Под текстурой понимается пространственное расположение компонентов породы и облик образованных ими форм.

Значение указанных терминов в литературе, публикуемой на английском языке в США, Англии, Индии, отличается от принятого в нашей стране, хотя и не противоположно смыслу наших терминов, как это часто считают. Они скорее соответствуют буквальному переводу латинских слов *structura* — строение, устройство и *textura* — ткань, соединение, связь. Термин «текстура» в английской литературе служит для отражения формы и соотношения компонентов в объектах малого размера, термин «структура» связывают с объектами большего размера.

К сожалению, в нашей литературе не имеется единого термина, охватывающего комплекс структурно-текстурных признаков, которые вместе с вещественным составом и геологической формой проявления вещества являются тремя важнейшими субстанциями геологических образований. Для обозначения суммы структурно-текстурных признаков иногда применяют слова «строение» или «сложение». В английской литературе этой цели служит термин «fabric», в немецкой иногда употребляют «Gefüge» — сложение.

Элементы текстуры и структуры тесно связаны между собой. Так, обломочные зерна песчаной породы, обладая определенным размером и формой, являются структурными элементами. Вместе с тем, располагаясь в породе определенным образом, они являются также текстурными элементами. Понятие «текстура» и «структура» как бы пронизывают друг друга; в ряде случаев вообще трудно провести границу между структурными и текстурными элементами. Что представляют собой, например, оолиты в карбонатной породе, или микростилолитовые швы на границе между обломочными зернами? Не всегда этот вопрос может быть решен, да и не всегда он принципиально важен. Нельзя не согласиться в известной степени с мнением Д. С. Штейнберга [1957], что «стремление к излишнему уточнению этих терминов неизбежно приводит к схоластическим, бесполезным для науки спорам».

В песчаных породах, принадлежащих по способу образования главного компонента к структурам обломочным, к числу прочих структурных признаков относятся: 1) величина обломков и степень их сортировки, т. е. гранулометрический состав; 2) облик зерен, их форма и характер поверхности, т. е. морфологические особенности; 3) соотношение между кластическим материалом и биохемогенным, проявляющееся обычно в виде соотношений обломочной и цементующей частей породы; 4) характер цементующей массы, ее структурные особенности и воздействие на обломочные зерна.

Все перечисленные структурные признаки для данной конкретной породы являются признаками одного масштаба. Здесь нет, в отличие от текстур, многопорядковости признаков, как бы вложенных один в другой и подчиненных друг другу. Представление о структуре всегда конкретно и, будучи составлено на основании изучения пород в шлифах, морфометрического и гранулометрического анализов, в достаточной мере однозначно.

В противоположность структуре представление о текстуре геологических объектов может быть различным в зависимости от масштаба произведенных наблюдений — от того, рассматриваем ли мы осадочную толщу, слой или образец породы или под микроскопом наблюдаем внутреннее строение небольшого ее участка. Картина, полученная в подобном случае, может быть сравнима с представлениями человека о большом городе, наблюдающего его с самолета, проходящего по улице или входящего внутрь здания.

Для человека, наблюдающего город с высоты нескольких километров, «текстурными» элементами города будут кварталы, скверы,

парки, отдельные большие здания. Для человека, идущего по улице, «текстурными» элементами будут здания, деревья и другие единичные объекты, а их расположение дает представление о «текстуре» улицы.

Точно так же, наблюдая пласт косослойчатой песчаной породы, говорим о текстурных элементах — косых сериях, определенное сочетание которых дает определенный тип косослойчатой текстуры. Косые слойки, формирующие каждую серию, являются также текстурными элементами, а их сочетание дает текстуру косой серии. Если же из единичного слойка взять образец и посмотреть в шлифе под микроскопом, то в качестве текстурных элементов предстанут обломочные зерна и кристаллы цемента, взаимное расположение которых дает определенную, но уже иную текстуру.

Учитывая, что текстуры могут быть различных порядков, можно бы было для каждого порядка текстур ввести особое наименование, как это, например, сделано М. С. Швецовым [1961], выделившим макро-, мезо- и микротекстуры. Однако практически трудно придерживаться подобной классификации не только потому, что число категорий в ряде случаев может быть больше трех и трудно установить границы между категориями, но также потому, что одни и те же мезотекстуры одних объектов могут оказаться макротекстурами других. Число порядков в разных объектах может быть различным, поэтому, не прибегая к особым наименованиям, при описании конкретного объекта можно указывать, о каких текстурах идет речь.

По-видимому, говоря о текстурах в широком смысле, необходимо прежде всего разграничить понятия: текстура осадочной толщи и текстура породы. Первая проявляется в характерном наборе слоев осадочных пород, их индивидуальных особенностях и характере чередования в разрезе. Текстуры осадочных пород, слагающих отдельные слои, целесообразно разделить на видимые невооруженным глазом и наблюдаемые под микроскопом. Первые — макро-, или собственно текстуры, — описываются обычно при полевой работе, вторые — микротекстуры — изучаются в шлифах под микроскопом, преимущественно в камеральных условиях.

В данной работе описываются только макротекстуры, а из микротекстур только признаки, связанные с ориентировкой песчаных зерен. Из структурных признаков приводится описание гранулометрии и морфологии обломочных зерен. Остальные микротектурные признаки, а также структурные особенности песчаников, связанные с характеристикой цемента и взаимоотношением его с обломочной частью, в работе не рассматриваются. Это особая группа вопросов, тесно связанная с петрографо-минералогическим описанием пород в шлифах. Поскольку вопросы петрографо-минералогической характеристики песчаников, решаемые при исследовании их в шлифах, остаются за рамками настоящей работы, без их изложения описание структур цемента и микротекстур было бы весьма затруднительно и вряд ли правильно.

## § 2. Основы классификации текстур песчаных пород

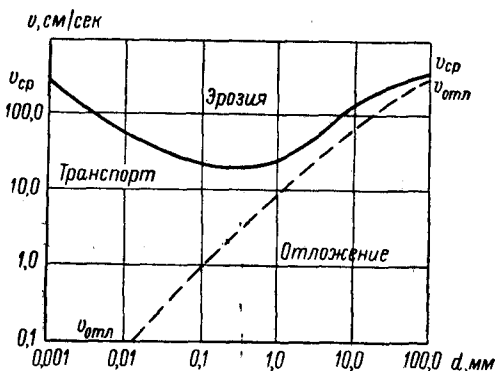
Текстуры песчаных отложений могут формироваться одновременно с накоплением осадка или после его отложения — в процессе литификации и последующих преобразований породы. Поэтому, идя по пути создания генетической классификации текстурных признаков, следует говорить о двух основных видах текстур — первичных, седиментационных и вторичных, связанных с преобразованием осадков и осадочных пород.

Тип первичных текстур обломочных пород зависит от целого ряда факторов. Однако вследствие того, что для терригенных осадков ведущим фактором осадкообразования является энергия воздушной или водной массы, именно этот динамический фактор и должен быть положен в основу генетической классификации свойств этих осадков текстурных признаков.

Основное значение энергии потока состоит в том, что ею определяется не только гранулометрический состав осадков, но также и рельеф дна, по которому передвигаются частицы, — конфигурация возникающих на его поверхности эрозивно-аккумулятивных форм — и сама возможность их появления. В качестве меры динамической активности может быть принята скорость потока, необходимая для отрыва частицы осадка от дна и последующего ее перемещения, называемая срывающей, размывающей, или первой критической скоростью  $v_c$ . Значения срывающих скоростей водного и воздушного потоков для частиц разного диаметра показаны на фиг. 1-III и 2-III.

Если движение водной или воздушной массы слабое и не достигает первой критической скорости, спокойно оседающие на дно частицы формируют слойчатость облекания, а плоская поверхность дна становится полем жизнедеятельности организмов или проявления различных физико-химических процессов, создающих характерные для той или иной обстановки текстурные элементы.

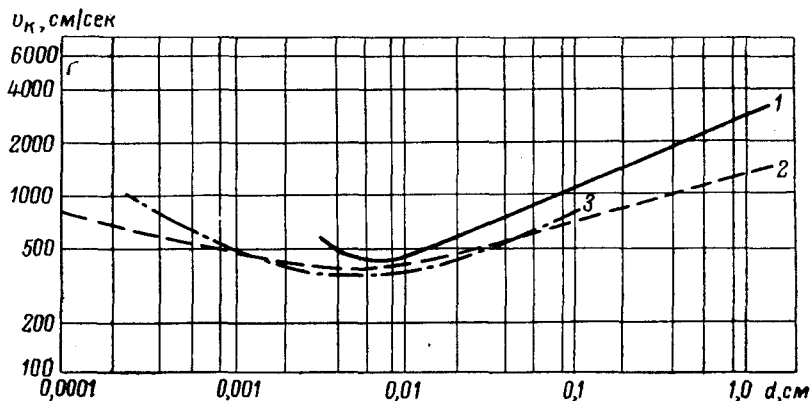
При достижении потоком первой критической скорости для влекомых частиц на дне потока начинают формироваться мелкие неровности — валики или рифели (знаки ряби) — сначала малого, а затем все большего размера. Возникновение иных форм, связанных с химическим преобразованием вещества или деятельностью



ФИГ. 1-III. ГРАФИК ВЕЛИЧИН РАЗМЫВАЮЩИХ (СРЫВАЮЩИХ) СКОРОСТЕЙ  $v_{ср}$  И СКОРОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЯ  $v_{отл}$  В ВОДЕ ДЛЯ ЧАСТИЦ РАЗЛИЧНОЙ КРУПНОСТИ (ПО ХЮЛЕСТРЕМУ).

организмов из-за подвижности придонного осадка становится невозможным. При достижении потоком скоростей, в 2,5—3 раза превышающих первую критическую скорость водного потока [Великанов, 1954, 1955] и в 3—4 раза воздушного потока [Bagnold, 1941], происходит уплощение валиков, слагающих знаки ряби, и последующее их разрушение. На дне потока остаются только крупные гряды, последовательное перемещение которых создает косую слоистость.

Указанная зависимость морфологии дна, а следовательно, и текстуры осадка от скорости течения справедлива только для нормальных суспензий, не обладающих повышенной плотностью. В турбидных течениях высокой плотности осаждение обломочных частиц



ФИГ. 2-III. ЗНАЧЕНИЕ СРЫВАЮЩИХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА ДЛЯ ЧАСТИЦ РАЗНОГО ДИАМЕТРА.

1 — по данным Сундборга; 2 — Бэгнольда; 3 — Звонкова [Звонков, 1962].

подчиняется иным закономерностям, и знаки ряби, так же как и слоистые текстуры, в турбидитах не образуются.

Таким образом, процесс формирования дна водного или воздушного потока при возрастании его скорости разбивается на три стадии, каждая из которых соответствует определенной скорости течения, измеряемой величиной  $v_k$ . В соответствии с тремя типами микроформ, образующихся в каждую из стадий на дне потока, можно выделить три генетических типа нормально осадочных первичных текстур.

1. Текстуры, возникшие в неподвижной или слабо подвижной водной и воздушной среде при скоростях, близких к первой критической. Включают горизонтальную слоистость и слоистость облеkania, а также продукты фоссиллизации различных неровностей дна. Следы таких неровностей, наблюдаемые на пластовых поверхностях, часто называют экзоглифами, а наблюдаемые внутри пласта, на его сколах — эндоглифами [Вассоевич, 1953].

2. Текстуры, возникающие в умеренно подвижной среде при скоростях от  $1v_k$  до  $3v_k$ , представляют собой знаки ряби, наблюдае-

мые на пластовых поверхностях, а в вертикальном сечении — разнообразную мелкую косую или горизонтальную слоичатость.

3. Текстуры, сформированные в подвижной среде при скоростях выше  $3u_k$ , представлены косой и горизонтальной слоичатостью, наблюдаемой в любых сечениях пластов.

Выделение трех указанных разновидностей седиментационных текстур не только правильно с генетической точки зрения, но и удобно практически, поскольку соответствует укоренившемуся в литологии подразделению их на косую слоичатость (слоистость), знаки ряби и все остальные текстуры, не относящиеся к первым двум и описанные под различными наименованиями, о чем речь пойдет ниже.

Сохранение динамического принципа для классификации текстур внутри указанных трех подразделений не всегда возможно. В полную меру динамический принцип может быть сохранен при классификации знаков ряби, среди которых выделяется водная волновая рябь, водная рябь течений, ветровая рябь и их разновидности, а также сложные формы ряби. Однако уже при классификации слоичатости проведение динамического принципа встречает затруднения, поскольку многообразие слоичатых текстур является следствием вариации динамических условий внутри определенных динамических обстановок. Ввиду того, что мы не научились еще с достаточной полнотой классифицировать элементы динамических обстановок, а тем более связывать их особенности с теми эрозионно-аккумулятивными формами, которые при этом образуются, мы не можем последовательно руководствоваться динамическим принципом при классификации слоичатых текстур, отражающих конфигурацию, изменения и перемещение указанных форм при накоплении осадков. Задача еще более усложняется тем, что в ископаемом состоянии в косослоичатых текстурах обычно получают отображение лишь фрагменты эрозионно-аккумулятивных форм, уцелевшие от конседиментационного или постседиментационного размыва.

Первичные седиментационные текстуры, не относящиеся к знакам ряби и слоичатости, не всегда можно отличить от вторичных текстур, сформированных внутри осадков и осадочных пород при диагенезе, ката- и метагенезе, вследствие внешнего сходства целого ряда форм, проблематичности генезиса некоторых из них и ряда других причин. Поэтому при систематическом описании текстур все разновидности экзоглифов и эндоглифов, независимо от способа и времени образования, удобно объединить и рассмотреть в одной группе напластовых и внутрипластовых текстур (см. гл. VII). Такое на первый взгляд формальное объединение имеет, однако, определенный смысл с динамической точки зрения, поскольку при формировании как рассматриваемых седиментационных текстур, так и текстур вторичных, не происходит активного перемещения компонентов осадка при их формировании, как это имеет место при образовании знаков ряби и косой слоичатости.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

### § 1. Общие сведения о классификации, задачах и методах исследования гранулометрии песчаных пород

К песчаным относятся породы, содержащие более 60% частиц размером от 0,05 до 2 мм. Как указывалось в гл. I, установление размеров 0,05 и 2 мм за нижний и верхний пределы песчаных частиц основано на учете гидродинамики влекомых осадков, их физических свойств и геологического распространения и поэтому более оправданно по сравнению с пределами десятичной (0,1—1 мм) или других классификаций.

К «чистым», или собственно пескам и песчаникам, относятся породы, содержащие более 90% частиц песчаной размерности. При содержании второстепенного компонента от 10 до 25% название его вводится в название песчаной породы в виде прилагательного с окончанием «истый» («гравелистый песчаник», «алеuritистый песок»); от 25 до 40% — с окончанием «ый» («алеuritовый песок», «известковый песчаник»). В геологической литературе, а также в инженерной геологии и грунтоведении [Сергеев, 1953] принято подразделение песчаных пород на пять классов: грубозернистые пески и песчаники (2—1 мм), крупнозернистые (1—0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,25 мм), мелкозернистые (0,25—0,10 мм), тонкозернистые (0,10—0,05 мм).

Песчаные частицы могут быть сосредоточены в каком-либо одном классе либо распределяться приблизительно равномерно по нескольким классам. В соответствии с этим порода может быть названа хорошосортированной, средне- или плохосортированной. В хорошосортированных песках и песчаниках более 90% частиц сосредоточено в одном классе, название которого вводится в название породы — «грубозернистый», «тонкозернистый» песок или песчаник. Если более 90% частиц сосредоточено не в одном, а в двух классах, порода определяется как

среднесортированная и называется в соответствии с названиями этих классов «грубо-крупнозернистый песчаник», «мелко-тонкозернистый песок». При этом на второе место ставится название того класса, содержание которого больше. Если 90% частиц распределено более чем в двух классах, порода относится к плохосортированной.

При детальном литологическом исследовании деление интервала 0,05—2,0 мм на пять классов является слишком грубым, не дающим возможности различать небольшие, слабо заметные, но нередко важные различия между отдельными образцами пород. Поэтому в литологии широко применяется деление песчаных пород на классы, более узкие по сравнению с указанными пятью подразделениями. Конечные размеры таких классов связаны друг с другом определенным отношением и обычно представляют геометрическую прогрессию со знаменателем  $\sqrt{2}$ ,  $\sqrt[4]{2}$  или  $\sqrt[10]{10}$ . Разбивка на классы с шагом геометрической прогрессии, равным  $\sqrt[4]{2} = 1,189$ , принята в зарубежной, в особенности в американской литературе. В нашей стране чаще применяется разбивка на классы со знаменателем прогрессии, равным  $\sqrt{2} = 1,414$ , которые в интервале 0,05—2,0 мм имеют конечные размеры 0,053; 0,074; 0,105; 0,149; 0,210; 0,297; 0,42; 0,59; 0,84; 1,18; 1,68; 2,37 мм. Начиная с 1939 г., когда впервые были выпущены соответствующие наборы сит, стали применять шкалу, значения которой связаны отношением  $\sqrt[10]{10} = 1,257 : 0,04; 0,05; 0,06; 0,08; 0,100; 0,125; 0,16; 0,20; 0,25; 0,315; 0,40; 0,50; 0,60; 0,80; 1,00; 1,25; 1,60$  и 2,00 мм. Несомненным преимуществом последней шкалы является присутствие в ней размеров 0,05; 0,10; 0,5; 1,0 и 2,0 мм, отвечающих границам классов основной классификации.

Изучение гранулометрического состава породы производят путем деления слагающих ее зерен на классы крупности и установления объема каждого класса. Объем отдельных классов выражают в процентах. Гранулометрический анализ является важнейшим видом исследования обломочных пород, так как гранулометрический состав их является наиболее важным из признаков, определяющим все остальные особенности: минералогический состав, физические свойства, инженерно-геологические особенности и другие признаки.

Задачи гранулометрического анализа могут быть подразделены на 4 группы: 1) точное определение механического состава и названия породы; 2) оценка породы как полезного ископаемого; 3) реконструкция условий отложения терригенного осадка; 4) подготовка к исследованию других признаков другими методами — минералогического или химического состава, формы зерен и других особенностей, которые всегда устанавливаются в зернах определенной размерности.

Детальность гранулометрического анализа зависит от задачи исследования. При геологосъемочных, биостратиграфических и других работах, где не требуется углубленного анализа вещественного

состава, характеристика породы в рамках пяти основных классов крупности является вполне достаточной. Наоборот, при специальных литолого-палеогеографических исследованиях и подготовке образцов ко многим другим видам анализа необходимо применение дробных гранулометрических шкал, так как только в этом случае удается подметить особенности, отличающие осадки, накопленные в разное время и в различной физико-географической обстановке.

Применяемые сейчас способы гранулометрического анализа терригенных отложений могут быть подразделены на три группы: 1) седиментометрические способы, основанные на различной скорости осаждения частиц разной крупности в воде; 2) ситовой анализ, заключающийся в просеивании зерен через сита с постепенно уменьшающимися отверстиями; 3) непосредственное измерение поперечников зерен.

Выбор способа гранулометрического анализа зависит, во-первых, от размера частиц, слагающих породу, и, во-вторых, от степени ее цементации. Исследование рыхлых и слабо цементированных пород производится всеми указанными способами, причем для глинистых пород обычно применяются седиментометрические методы, для песчаных — ситовой анализ и непосредственное измерение поперечников зерен. Гранулометрический анализ цементированных пород производят измерением размеров зерен в шлифах.

## § 2. Отбор образцов и их подготовка к ситовому анализу

*Отбор образцов.* Образцы для лабораторного изучения гранулометрического состава пород могут отбираться двумя способами — точечным и бороздовым. Точечный метод лучше, поскольку смешение различных по составу кусочков породы, отбираемых при бороздовом опробовании, искажает действительное соотношение частиц и мешает правильному истолкованию гранулометрического состава [Рухин, 1947].

Для взятия образца поверхности нужных участков очищают молотком, и в плоскости слоистости отбирается необходимое количество породы. Так как навеска ситового анализа должна быть не менее 50 г, вес образца, с учетом последующего квартования, в зависимости от гранулометрического состава породы должен быть не менее 200—500 г.

Частота отбора проб и их общее количество зависят от объекта и целей исследования. Как известно из математической статистики, общее количество наблюдений, а в данном случае образцов, зависит от заданной точности исследования и разброса единичных значений признака. Поэтому количество гранулометрических анализов, необходимых для характеристики однородной песчаной толщи, может быть намного меньше, чем для характеристики сложнопостроенных грубообломочно-песчано-глинистых отложений. Однако как в том, так и в другом случае для обеспечения достаточной пред-

ставительности анализов количество образцов должно быть не менее 30 на каждый комплекс пород, выделяемый в качестве самостоятельной единицы.

При отборе проб из однородной песчаной толщи заданное количество образцов распределяется по всему разрезу, а интервалы устанавливаются в зависимости от его мощности. При исследовании толщ переслаивания образцы отбирают по возможности из всех петрографических и генетических разновидностей пород или только из песчаных, в зависимости от целей исследования, но количество образцов должно быть увеличено как минимум до 40—50 на весь изучаемый комплекс.

При отборе образцов из современных осадков они часто берутся в углах сетки, конфигурация которой определяется общими контурами исследуемого тела.

Взятый в поле образец должен быть уменьшен до объема, необходимого для анализа, с полным сохранением соотношений между его компонентами. Сокращение объема производится либо с помощью специальных сократителей [Рухин, 1947; Бондаренко, Иконников, 1966], либо вручную, например, методом кольца и конуса [Рухин, 1947]. Исходную навеску для гранулометрического анализа берут равной 50—100 г. Для песчано-гравийных пород ее увеличивают до 200—300 г.

*Подготовка образцов к анализу.* Песчаные и песчано-глинистые породы редко можно подвергать гранулометрическому анализу без предварительной обработки вследствие слипания отдельных обломочных частиц в более крупные агрегаты и присутствия в породах не терригенного — хемогенного и биогенного вещества. Поэтому подготовка образцов к гранулометрическому анализу заключается в удалении хемогенного компонента и органического вещества и разделении породы на слагающие ее обломочные частицы. Последнее получило название дезагрегации применительно к рыхлым песчаным породам, дезинтеграции — применительно к цементированным песчаникам и диспергирования — применительно к породам глинистым.

Способ разделения обломочной породы на слагающие ее обломочные компоненты зависит от степени ее цементации и состава цементирующего вещества. Эти способы бывают трех типов: 1) механическая дезинтеграция и дезагрегация; 2) дезинтеграция пород с применением химических реактивов; 3) обработка породы ультразвуком.

Механическую дезагрегацию осадков и осадочных пород приходится производить почти всегда, так как даже рыхлые современные и четвертичные отложения постоянно содержат агрегаты обломочных частиц. Разрушение агрегатов рыхлых осадков производят в фарфоровой чашке путем осторожного растирания их пальцами или резиновым пестиком. Растирание обычно делают в водной суспензии, так как при этом не только достигается более полная дезагрегация, но и происходит очистка обломочных зерен от глинистых

пленок, что облегчает дальнейшее исследование песчаных частиц другими методами.

При некоторой цементации породы глинистым цементом последний удаляют после длительного размачивания в течение нескольких суток или кипячения в воде при обычном давлении или в автоклаве. После этого осадок растирают резиновым пестиком вручную или с использованием специальных приспособлений. Так, А. М. Васильев [1949] сконструировал электромешалку, примененную для дезагрегации грунтов. Б. Ф. Гусев [1959] для диспергирования песчано-глинистых пород применил прибор, где растирание производилось в стеклянных колбах специальными терками, изготовленными из свинца и обтянутыми резиной.

Хотя применение специальных устройств для дезинтеграции и способствует некоторой стандартизации процесса подготовки образцов к гранулометрическому анализу, оно не устраняет недостатки ручной механической обработки. При механическом воздействии на породу в обоих случаях происходит разрушение механически нестойких компонентов — выветрелых зерен, обломков эффузивов, глинистых пород, зерен глауконита и некоторых других минералов. Поэтому даже рыхлые породы рекомендуется обрабатывать химическими реактивами. Так, современные песчано-глинистые осадки, взятые в виде сухих проб, подвергаются кипячению в воде с добавкой аммиака и пергидроля [Петелин, 1964] для диспергирования глинистых частиц и удаления органического вещества.

Слабо цементированные породы удаётся дезинтегрировать действием 5—7%-ного раствора уксусной кислоты ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ) без подогревания или с легким нагревом на водяной бане в случае карбонатного цемента, или с подогреванием в случае железистого цемента. Удаление опалового цемента можно производить холодным раствором едкой щелочи (1—2%-ный раствор  $\text{KOH}$ ).

Карбонатный цемент удаляют также раствором соляной кислоты — 3—5%-ным холодным раствором для кальцита, 5—10%-ным раствором с подогревом для доломита. Действием 10—20%-ного раствора  $\text{HCl}$  с кипячением удаляют цемент из гидроксидов железа, фосфатный и гипсовый цементы. Цемент из сульфидов железа можно разрушить 10%-ным раствором  $\text{HNO}_3$  с кипячением. Применение соляной и более сильных кислот имеет тот недостаток, что при этом разрушается ряд минералов — апатит, некоторые пироксены и амфиболы, хлориты. Органическое вещество удаляют либо прокаливанием, либо действием 3—5%-ного раствора перекиси водорода. Битумы легко удаляются эфиром, ацетоном или бензином.

Особым видом гранулометрического исследования является «гранулометрический анализ по кварцу», при котором кипячением в смеси соляной и концентрированной азотной кислоты достигается разрушение всех компонентов породы, кроме кварца [Казаков, 1957]. Достоинства этого метода сомнительны, и он с успехом может быть заменен гранулометрическим анализом в шлифах.

В качестве примера рассмотрим схему дезинтеграции песчаника, цементированного глинисто-известковым цементом и обрабатываемого раствором соляной кислоты.

1. Около 100 г воздушно-сухой породы отвешивают на технических весах с точностью до 0,01 г.

2. В металлической ступке ударами пестика (без растирания) производят дробление породы до размеров 1 или 2 мм, в зависимости от величины наиболее крупных фракций. Измельчение сопровождаются частым отсеиванием дробленого продукта через контрольное сито (1 или 2 мм) во избежание переизмельчения обломочных компонентов.

3. Образец переводят в фарфоровую чашку, замачивают водой и подвергают слабому растиранию резиновым пестиком.

4. К водной суспензии приливают 3—5%-ный раствор HCl до прекращения выделения пузырьков газа от свежей порции кислоты. Если в породе в значительном количестве содержится доломит, сидерит и окисные соединения железа, требуется применение более концентрированной (10%-ной) соляной кислоты и кипячение в ней породы.

5. Суспензию переводят на фильтр и промывают горячей водой. Промывку заканчивают дистиллированной водой до исчезновения реакции на Cl, что проверяется действием на фильтрат 5%-ной AgNO<sub>3</sub> в среде, подкисленной 10%-ной HNO<sub>3</sub>. Если глинистая часть породы не подвергается детальному гранулометрическому анализу или она отсутствует, промывку можно производить водопроводной водой, без проведения реакции на Cl.

6. Породу, снятую с фильтра, высушивают и взвешивают для определения потери в весе. Затем переносят в стеклянный стакан для выделения и анализа фракций меньше 0,05 или 0,01 мм, а при отсутствии таковых — высушивают, взвешивают и рассеивают на ситах.

Начиная с 1950 г., когда В. Ветцель впервые опубликовал результаты опытов по разрушению горных пород с помощью ультразвука для выделения из них микропалеонтологических остатков, в практику геологических исследований все шире стали внедряться методы ультразвукового диспергирования осадков и осадочных пород. В настоящее время ультразвук с успехом применяется для диспергации глинистых суспензий при электронно-минералогических исследованиях, а также для очистки минералов песчано-алевритовой размерности от различных примазок и пленок на поверхности зерен [Шутов, Кац, 1961; Лапина, 1964].

Для обработки ультразвуком образец подвергается дроблению до размеров 1 мм, навеска в 20—25 г помещается в химический стакан с водой, а последний — в поле действия ультразвуковой установки. В проведенных опытах генератором ультразвуковых колебаний служили установки УЗМ-1,5 и ГУ-3 завода Москип. Время «облучения» породы ультразвуком составляет от 5 до 30 мин.

В ходе облучения ультразвуком песчано-глинистой породы происходит разрушение большей части слагающих ее тонких фракций, дезинтеграция значительной части песчано-алевритовых фракций, освобождение большей доли минералов и очистка их поверхности от различных примазок и загрязнений. Поэтому применение ультразвука является эффективным средством подготовки образцов к минералогическому и морфометрическому анализу. Что же касается использования результатов «озвучивания» для гранулометрического анализа, то о такой возможности говорить еще преждевременно. По-видимому, действием ультразвука нельзя достичь полного отделения друг от друга обломочных компонентов без искажения их первичных размеров. Как показали опыты [Шутов и др., 1961], после часового облучения ультразвуком фракции 0,10—0,25 мм глауконитового кварцитовидного песчаника было дезинтегрировано на отдельные зерна только около 50% объема породы. Вместе с тем, после озвучивания в породах наблюдается увеличение фракций меньше 0,1 и 0,01 мм, связанное с разрушением выветрелых зерен и обломков пород с тонкоагрегатным строением [Белоусова и Слепкова, 1961].

*Разделение породы на песчаную, алевритовую и пылевато-глинистую части.* Разделение частиц меньше 0,05 мм на размерные фракции и отделение их от песчаной части можно производить в водной суспензии, основываясь на различной скорости оседания частиц разной размерности. Скорость оседания частиц меньше 0,05 мм в воде определяется формулой Стокса

$$v = Kgr^2 \frac{\gamma_n - \gamma_w}{\lambda},$$

где  $v$  — скорость оседания;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $r$  — радиус падающей частицы;  $\gamma_n$  — плотность падающей частицы;  $\gamma_w$  — плотность воды;  $\lambda$  — вязкость воды при температуре опыта;  $K$  — коэффициент, зависящий от формы частиц.

Ниже приведены значения этого коэффициента для частиц разной формы [Кринари, 1956]:

Идеальные шары . . . . .	0,222
Округлые изометричные зерна . . . . .	0,19
Неправильные удлиненно-округлые зерна . . . . .	0,16
Диски . . . . .	0,143
Чешуйки . . . . .	0,04

Различия в форме и плотности (удельном весе) частиц вызывают различия в скоростях их падения, поэтому гидравлический и гранулометрический анализ следует сопровождать контрольными измерениями диаметров частиц под микроскопом. Поскольку плотность воды, входящая в формулу Стокса, зависит от температуры, в ходе анализа вносятся соответствующие коррективы на ее изменение.

Определение гранулометрического состава терригенных пород, основанное на различных скоростях оседания разноразмерных частиц, может производиться различными методами, выбор которых

зависит от задач исследования и количества пылеватого-глинистых фракций в породе. Наиболее распространенными являются три вида анализа — анализы методом слива, или отмучивания, пипеточный и комбинированный.

Пипеточный метод применяется обычно для анализа глинисто-алевритовых фракций в породах, содержащих более 10% частиц менее 0,01 мм. Определение количества частиц 0,05—0,01; 0,01—0,005; 0,005—0,001 и < 0,001 мм ведется путем взятия пипеткой столба суспензии через определенное время отстаивания пробы. Суспензия, взятая пипеткой, выпаривается, осадок взвешивается и путем расчетов определяется содержание указанных фракций.

Методы слива или отмучивания применяются к породам, содержащим части менее 0,01 мм в количестве, меньшем 10%. В отличие от метода пипетки, методы отмучивания позволяют не только определять содержание разноразмерных фракций, но и отделять их друг от друга для изучения минералогии, химического состава и других признаков. К методам, основанным на разделении фракций, принадлежит метод А. Н. Сабанина, метод А. И. Кричары и другие, на характеристике которых мы не останавливаемся, так как большинство из них, так же как метод пипетки, ареометрический и т. д., описаны в специальных [Ломтадзе, 1952] и общих руководствах [Рухин, 1961; Фролов, 1964].

Особо следует остановиться на так называемом комбинированном методе, являющемся основным методом исследования гранулометрии песчаных, песчано-алевритовых и песчано-глинистых пород. При комбинированном методе путем отмучивания производится разделение породы на две части — крупнее и мельче 0,01 мм. Песчано-алевритовую часть крупнее 0,01 мм рассеивают на ситах, глинистую подвергают одному из гидравлических методов анализа.

Отмучивание частиц меньше 0,01 мм производят в градуированном стакане, установленном на штативе. В стакан помещают стеклянный сифон с двумя зажатými и одним открытым концом. Открытый конец сифона располагают точно в 4 см от дна стакана. Под противоположный нижний закрытый конец сифона помещают банку объемом 2—5 л. Навеску в 50 или 100 г, подготовленную для гранулометрического анализа (см. предыдущий параграф), помещают в градуированный стакан и заливают водой до уровня, определяемого температурой суспензии. Ниже приводятся необходимая высота столба суспензии при отмучивании частиц менее 0,01 мм и расположении конца сифона в 4 см от дна стакана [по В. Д. Ломтадзе, 1952]:

Температура суспензии, °С . . . . .	10	12	15	17	20
Уровень суспензии от дна стакана, мм . . . . .	74	77	80	82	84

Суспензию в градуированном стакане взмучивают мешалкой и дают отстояться в течение 480 сек. За это время в столбе жидкости выше конца сифона не останется частиц крупнее 0,01 мм. По истечении 480 сек, открыв сифон, переводят суспензию вместе с содер-

жающимися в них частицами меньше 0,01 мм из стакана в банку, помещенную под противоположным концом сифона, а в стакан вновь наливают воду до прежней отметки. Подобную операцию повторяют до тех пор, пока столб воды выше конца сифона не будет через 480 сек совершенно прозрачным. Это будет означать, что из стакана удалены все частицы  $< 0,01$  мм.

При расчете высоты столба жидкости и времени слива исходят из того, что величина  $K$  в формуле Стокса равна 0,222. Эта величина, зависящая от формы частиц, может быть различна и обычно, по данным Л. И. Кринари, равна 0,16 мм. Вследствие этого гранулометрический анализ по указанной методике сопровождается ошибками. Поэтому точность разделения частиц контролируют с помощью микроскопа, для чего после первого же слива несколько капель суспензии из нижней банки помещают на предметное стекло, высушивают и диаметры частиц измеряют под микроскопом. При наличии в суспензии частиц крупнее 0,01 мм уровень воды в стакане понижают на несколько миллиметров, при отсутствии частиц 0,01 мм повышают. При этом слитую суспензию возвращают в градуированный стакан. Подобную проверку производят до тех пор, пока самыми крупными частицами в слитой суспензии не будут частицы 0,01 мм.

После окончания отмучивания частицы крупнее 0,01 мм, оставшиеся в градуированном стакане, высушивают и взвешивают, а по разности между навеской и весом осадка определяют количество частиц меньше 0,01 мм. Осадок рассеивают на ситах, а количество алевритовой фракции 0,05—0,01 мм определяют путем взвешивания частиц осадка, попавшего в поддон, ниже сита 0,05 мм. При отсутствии в распоряжении исследователя набора сит с наименьшим диаметром отверстий 0,05 мм, количество алевритовой фракции может быть установлено отмучиванием методом Сабанина.

Суспензию, содержащую частицы меньше 0,01 мм, переводят в бутылки, доводят объем до целого числа литров и тщательно перемешивают. После этого часть суспензии переводят в цилиндр и методом пипетки определяют содержание частиц 0,01—0,005; 0,005—0,001 и  $< 0,001$  мм.

При наличии в песчаной породе грубопесчаных, гравийных или галечных частиц разделению ее гидравлическими методами предшествуют просеивание на ситах, где самым мелким является сито диаметром 1,0 или 0,5 мм.

Для получения песчаной породы, свободной от глинистых частиц, можно также воспользоваться специальным прибором — дешламатором ДЛ-1 [Бондаренко, Иконников, 1966]. Принцип действия его заключается в том, что вода непрерывно подается в стеклянные цилиндры с помещенным в них осадочным веществом и выносит глинистые частицы на контрольное сито с диаметром отверстий 0,043 мм, а затем сбрасывается. Отмытый песчаный материал может быть исследован гранулометрическими, минералогическими и иными методами.

### § 3. Ситовой анализ

*Техника ситового анализа.* Ситовой анализ производят так называемыми «сухим» или «мокрым» методом. При «сухом» методе песчано-алевритовая часть осадка, оставшаяся после выделения фракции  $< 0,01$  мм, высушивается, растирается пальцами в фарфоровой чашке и взвешивается на технических весах с точностью до 0,01 г. Затем навеска помещается на верхнее сито колонки сит с последовательно уменьшающимися сверху вниз отверстиями.

При ручном просеивании сита двигают в горизонтальной плоскости, слегка встряхивая, в течение 15 мин. При механическом просеивании колонку сит помещают в специальный прибор — ротат и просеивают в течение 10 мин.

После просеивания остаток на каждом сите и поддоне высыпается в фарфоровую чашку известного веса и взвешивается на технических весах с точностью до 0,01 г. При высыпании остатка с сита ударами ладонью об обод или мягкой щеткой его очищают от застрявших зерен, присоединяя последние к фракции того же сита. Полученные фракции высыпают в бумажные пакетики. После взвешивания всех фракций суммируют их вес, который должен отличаться от исходного не более чем на 5%, а затем рассчитывают процентное содержание каждой фракции, принимая вес всего образца, включая также пылевато-глинистую часть, за 100%.

«Мокрый» метод применяется при большом количестве глинистых частиц в образцах, не подвергшихся предварительному отмучиванию. Весь анализ производится в воде, для чего навеска помещается в фарфоровую чашку, заливается водой и тщательно растирается резиновым пестиком. Затем раствор пропускается через набор сит. «Мокрый» метод широко применяется в грунтоведении и в осадочной петрографии при исследовании рыхлых пород.

*Ситовые стандарты.* В почвоведении, грунтоведении, морской геологии, а нередко и при литологических исследованиях применяют стандартный набор штампованных сит с круглыми отверстиями диаметром 10, 5, 2, 1 и 0,5 мм, который дополняют двумя ситами, плетеными из медной проволоки с квадратными отверстиями 0,25 и 0,1 мм.

В промышленности для отсева формовочных песков, абразивных и других материалов применяют наборы сит, предусматривающие более дробную разбивку на классы крупности. Размеры таких сит связаны отношением  $\sqrt{2} = 1,41$ ;  $\sqrt[4]{2} = 1,19$  или  $\sqrt[10]{10} = 1,25$ . Именно из промышленности подобные наборы сит перешли в практику литологических исследований как в нашей стране, так и за рубежом после работ Крумбейна, В. П. Батурина и Л. Б. Рухина.

В нашей стране чаще всего используются сита Усманского механического завода (ГОСТ 2189—62), набор которых включает 11 сит с отверстиями, связанными отношением  $\sqrt{2} = 1,41$  (табл. 1-IV).

Таблица 1-IV

## ДИАМЕТР ОТВЕРСТИЙ СИТ ОСНОВНЫХ СИТОВЫХ СТАНДАРТОВ

Сита фирмы Тилер со знаменателем $\sqrt[4]{2}$		Сита Усманского механиче- ского завода со знамена- телем $\sqrt{2}$	Сита Кабардино- Балкарского завода абразивных инструмен- тов со зна- менателем $\sqrt[10]{10}$	Сита фирмы Тилер со знаменате- лем $\sqrt[4]{2}$		Сита Усманского механиче- ского завода со знамена- телем $\sqrt{2}$	Сита Кабардино- Балкарского завода абразивных инструментов со знамена- телем $\sqrt[10]{10}$
меш	мм			меш	мм		
8	2,36	—	2,50	48	0,295	0,297	0,315
9	1,98	—	2,00	60	0,246	—	0,250
10	1,65	—	—	65	0,208	0,210	0,200
12	1,40	1,68	1,600	80	0,175	—	0,160
14	1,17	—	1,250	100	0,147	0,149	—
16	0,991	—	1,000	115	0,124	—	0,125
20	0,833	0,84	0,800	150	0,104	0,105	0,100
24	0,701	—	—	170	0,088	—	0,080
28	0,589	0,59	0,630	200	0,074	0,074	—
32	0,495	—	0,500	250	0,061	—	0,063
35	0,417	0,42	0,400	270	0,054	0,053	0,050
42	0,351	—	—	—	—	—	0,040

Применение его обеспечивает довольно дробную разбивку породы на классы и дает возможность вести разделение механическим способом, так как колонка сит Усманского механического завода, в отличие от других наборов, может быть помещена в ротат.

Начиная с 1929 г., нашей промышленностью выпускается стандартный набор сит, образующих геометрическую прогрессию со знаменателем  $\sqrt[10]{10} = 1,25$  (ОСТ 10203—39 и ГОСТ 3584—53). Опорными числами этого ряда являются 4; 0,4 и 0,04 мм, интервалы между которыми разделены на 10 частей (табл. 1-IV). Несомненным преимуществом этого набора является не только его высокая дробность, но и соответствие границам десятичной классификации, вследствие чего здесь есть такие привычные размеры как 2,0; 1,0; 0,5; 0,25; 0,10 и 0,05 мм. Это дает возможность легко сопоставлять результаты ситового анализа с результатами, полученными другими методами.

В США используют сита со знаменателем набора  $\sqrt{2}$  или  $\sqrt[4]{2}$ , так называемые наборы в шкале  $\frac{1}{2}\Phi$  и  $\frac{1}{4}\Phi$ . Кроме старого комплекта, указанного в табл. 1-IV, сейчас существуют два почти одинаковых стандартных набора из 30 сит, один из которых USSS охватывает диапазон от 5,66 до 0,037 мм с показателем геометрической прогрессии 1,19, второй — фирмы Tyler standard scale с диапазоном от 5,613 до 0,038 мм и показателем, варьирующим от 1,14 до 1,23. Сходные комплекты сит существуют в Англии (BSSS), во Франции (AFNOR) и ГДР (Din № 1171).

До недавнего времени сита определенного размера было принято характеризовать числом меш, или количеством отверстий на одном линейном дюйме при определенной толщине проволоки сетки. Сейчас это понятие устарело, но поскольку оно встречается в литературе, в табл. 1-IV приведены числа меш, отвечающие определенным размерам в миллиметрах.

В настоящее время в практику гранулометрического анализа начинают входить методы, основанные на непосредственном измерении размеров зерен с помощью автоматических устройств. Во ВНИГРИ группой В. А. Гроссгейма проводятся успешные опыты по применению для гранулометрического анализа качественного телевизионного микроскопа типа ОТМ английского образца. Для изучения гранулометрии одной из японских форм сконструирован оптический анализатор Hitachi model PSA-2. Можно предполагать, что в ближайшее время автоматические регистрирующие устройства в практике гранулометрического анализа в известной мере вытеснят ситовой метод, хотя и не смогут полностью его заменить, так как сфера его применения не исчерпывается задачами собственно гранулометрического исследования, а является необходимым элементом минералогического, морфометрического и других видов анализа.

*Ошибки ситового анализа.* Источники ошибок, сопровождающих ситовой анализ, могут быть подразделены на четыре группы: 1) ошибки, возникающие от влияния формы частиц; 2) от продолжительности просеивания; 3) от отклонения среднего диаметра отверстий сит от стандартных вследствие их износа; 4) от неоднородности величины отверстий в каждом сите, допускаемой при изготовлении сит, и в результате их неравномерного износа.

1. Влияние формы зерен на точность просеивания почти не сказывается при работе на штампованных ситах с круглыми отверстиями. Однако вследствие того, что сита меньше 0,5 мм изготовлены из проволоки и имеют квадратные отверстия, форма зерен оказывает заметное влияние на точность просеивания, так как через квадратные отверстия могут пройти зерна, у которых второй поперечник может быть в  $\sqrt{2}$  раза больше стороны отверстия сита. Эта ошибка особенно сказывается при разделении угловатых зерен, и так как по мере уменьшения размера обломков их угловатость возрастает, количество зерен с поперечниками, большими, чем пределы фракций, увеличивается с уменьшением их размеров, достигая в интервале 0,08—0,05 мм 60—70% [Рухин, 1947].

2. Влияние продолжительности просеивания состоит в том, что даже после длительного просеивания на сите остается какое-то количество зерен, меньших отверстия данного сита. Особенно много среди них так называемых «трудных» зерен [Абрамович, 1940] с поперечниками, близкими к отверстиям сита. Ошибки данного рода не являются существенными, так как сводятся на нет стандартизацией времени опыта и, кроме того, «компенсируются» противоположными по результату ошибками третьего и четвертого рода, вызванными неточностью изготовления и износом сит.

3. Отклонения среднего диаметра отверстий сита от значения, отвечающего стандарту и проставленного на ободке сита, может быть связано с неточностью его изготовления, что отмечается в техническом паспорте ситового набора. Связаны они также с износом сит. Поэтому сита, бывшие в употреблении, необходимо проверять, измеряя ячейки под микроскопом. По мнению А. И. Кринари [1956], замеры необходимо производить после каждых 100 анализов, измеряя при этом не менее 500 ячеек, равномерно размещая наблюдения по всей площади сита.

Средний диаметр отверстий вычисляется по формуле

$$d_c = \frac{a_1 m_1 + a_2 m_2 + \dots + a_n m_n}{\sum m},$$

где  $a_1, a_2, \dots, a_n$  — замеренные размеры ячеек;  $m_1, m_2, \dots, m_n$  — количество ячеек данного размера.

Отклонение среднего диаметра от стандартного не относится к числу «опасных» источников ошибок, так как соответствующие измерения могут быть всегда произведены и учтены при обработке результатов гранулометрических анализов.

4. Наиболее существенные ошибки при использовании проволочных сит возникают от неравномерного износа проволочной ткани. Эти ошибки наиболее трудно учитывать, и они являются основными в ситовом анализе. Отклонения размеров отдельных ячеек от средней величины наблюдаются не только в изношенных, но и в новых ситах. Величина отклонения неодинакова для различных систем сит, но во всех случаях заметно увеличивается по мере уменьшения среднего размера сита. Как указывает Л. Б. Рухин, среднее отклонение для американских тилеровских сит равно 7—10% при максимальном отклонении для мелких фракций до 50—60%. В ситах Усманского механического завода среднее отклонение составляет 15—20%, максимальное — 60—80%.

Неодинаковость отверстий в каждом сите, в особенности бывших в употреблении, вызывает существование в каждой ситовой фракции зерен большего, по сравнению с нормой, размера. Ввиду того, что максимальные отверстия даже у новых сит могут отклоняться от средних больше чем на 50%, а интервал между соседними ситами равен 25—40%, то возможны случаи попадания во фракцию зерен, по крупности отвечающих фракциям, отстоящим от данной на два и даже на три интервала. Наибольшее количество таких прошедших через несколько сит зерен будет концентрироваться в наиболее мелкозернистой части осадка, увеличивая ее объем.

Показателем степени однородности может служить величина отношения среднего размера ячеек  $d_{cp}$  к такому размеру  $d_{max}$ , больше которого имеется всего 5% ячеек

$$K = \frac{d_{cp}}{d_{max}}.$$

По мнению А. И. Кринари, предложившего указанный коэффициент, практически могут быть использованы лишь те сита, у которых величина  $K$  превышает 0,95. Так как мелкие сита, с диаметром ячеек менее 0,1 мм не удовлетворяют этому требованию, А. И. Кринари считает их применение нецелесообразным. Подобного же мнения придерживаются почвоведы и грунтоведы, предлагающие ограничить ситовой анализ размером 0,1 мм, а для более мелких частиц использовать гидравлические методы анализа.

Наоборот, ряд специалистов по седиментометрическому анализу [Ган, 1940; Фигуровский, 1939], а также обогатители, которыми и разработана теория ситового анализа, применяют ситовой анализ для частиц диаметром до 0,05 и даже до 0,03 мм.

Для сведения к минимуму ошибок ситового анализа необходимо регулярно производить измерения ячеек сит под микроскопом с помощью окуляр-микрометра и вводить соответствующие поправки в диаметры сит или производить их замену. Критерием пригодности сита для анализа является соответствие его истинного среднего диаметра равномерной гранулометрической шкале при величине  $K$  в приведенном выше коэффициенте однородности не менее 90—95%.

Американскими геологами предложен более быстрый метод проверки качества сит, основанный на использовании стандартного набора калиброванных стеклянных шариков [McManus Dean, 1963].

Визуальным способом обнаружения отклонения величины ячеек от стандартного значения может служить сравнение серии данных гранулометрических анализов, произведенных на одном наборе. Если в серии образцов, взятых из разных толщ, в одной и той же фракции появляется дополнительный максимум, его следует связывать с истиранием сетки сита, ограничивающего сверху данную фракцию. Такое сито необходимо заменить новым.

Для уменьшения ошибок при проведении серии анализов их необходимо максимально стандартизировать — проводить анализ на одном и том же наборе сит, на одном и том же ротате и при одинаковом времени. Стандартизация анализа с применением ротата примерно в 10 раз увеличивает точность анализа по сравнению с ручным просеиванием на различных ситах.

Конечные результаты ситовых анализов следует выражать с точностью до половины процента, так как воспроизводимость ситового анализа (при работе на одном и том же наборе) не превышает 0,3—0,5%. Нередкое употребление для выражения веса фракций десятых и даже сотых долей процента является излишним.

*Логарифмические шкалы  $\Phi$  и  $\gamma$ .* Поскольку размеры отверстий сит, применяемых для детального гранулометрического анализа, представляют собой геометрическую прогрессию с шагом прогрессии, равным  $\sqrt[2]{2}$ ,  $\sqrt[4]{2}$  или  $\sqrt[10]{10}$ , разность их логарифмов для каждого ряда является величиной постоянной. Подобные ряды принято

называть логарифмическими рядами или шкалами, а значения размеров фракций заменять их логарифмами. Применение логарифмических шкал упрощает работу по вычислению гранулометрических коэффициентов, так как при этом действия по умножению и делению заменяются более простыми — сложением и вычитанием.

Логарифмические шкалы для гранулометрического анализа бывают трех типов. К первому типу относится обычная логарифмическая шкала, где конечные размеры фракций выражены в десятичных логарифмах. Отыскание их производится по общему правилу с помощью логарифмической линейки или таблиц логарифмов.

Логарифмическая шкала у нас чаще всего используется при графических изображениях и статистических подсчетах результатов анализов. Однако она малоудобна вследствие того, что размеры большинства песчаных фракций, будучи менее одного миллиметра, выражаются в логарифмической форме дробными отрицательными числами.

Для устранения отмеченного неудобства Крумбейн [Krumbein, 1936] предложил шкалу, где размеры фракций заменены их отрицательными логарифмами, а за основание логарифмов принято число, кратное шагу геометрической прогрессии. Поскольку первоначально шкала Крумбейна, получившая название шкалы  $\Phi$ , была предложена применительно к гранулометрической шкале Вентворса с шагом прогрессии, равным 2—1,0; 0,5; 0,25; 0,125; 0,063 мм и т. д., за основание логарифмов в шкале  $\Phi$  принято число 2

$$\Phi = -\log_2 d,$$

где  $d$  — размеры фракций, мм.

Значения размеров песчаных частиц от 2 до 0,063 мм в шкале  $\Phi$  ложатся в интервал от  $-1$  до  $+4$ . Величины соседних классов гранулометрической шкалы, имеющей шаг геометрической прогрессии, равный 2, в шкале  $\Phi$  выражаются целыми числами, отличающимися на одну единицу  $\Phi$ . Для гранулометрической шкалы с шагом прогрессии, равным  $\sqrt{2}$ , значения соседних классов отличаются на 0,5  $\Phi$ , для шкалы с шагом  $\sqrt[4]{2}$  — на 0,25  $\Phi$ . Переход от линейных размеров в миллиметрах к единицам шкалы  $\Phi$  и обратно можно производить с помощью обычной логарифмической линейки [Folk, 1964] или пользуясь специальными, заранее рассчитанными линейками типа приведенной на фиг. 1-IV.

В. П. Батуриным [1943] была предложена развернутая десятичная логарифмическая шкала, названная им шкалой  $\gamma$  и построенная по аналогии со шкалой  $\Phi$  Крумбейна. В отличие от последней шкала  $\gamma$  рассчитывается применительно к геометрической прогрессии с шагом, равным  $\sqrt[10]{10}$ . Значения размеров в шкале  $\gamma$  заменены величиной

$$\gamma = -10 \lg \epsilon,$$

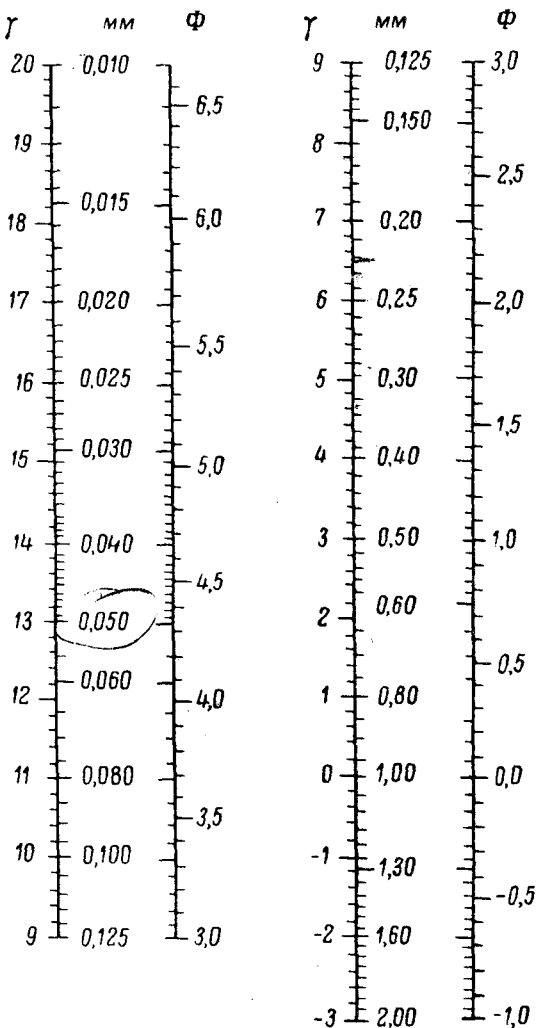
где  $\epsilon$  — размеры фракций, мм;  $\gamma$  — их десятичные логарифмы, увеличенные в 10 раз и взятые с обратным знаком. При этом логарифмы

рифмы чисел, меньших единицы, берутся не в обычной «искусственной» форме, имеющей положительную мантиссу и отрицательную характеристику, а в «естественной» форме в виде  $\gamma$  отрицательных десятичных дробей. Например, числу 0,2 мм отвечает логарифм  $\bar{1},300$ , или в «естественной» форме — 0,700, что дает величину  $\gamma = 7$ .

Размеры сит стандартного набора ГОСТ 3584—53, где отношение соседних размеров равно  $\sqrt[10]{10} = 1,25$ , а разность их логарифмов составляет 0,100, в единицах шкалы  $\gamma$  выражаются целыми числами, лежащими для частиц песчано-алевритовой размерности 2,0—0,01 мм в диапазоне от —3 до 20. При этом каждый последующий размер отличается от предыдущего на одну единицу шкалы (табл. 2-IV).

При отклонении величин ячеек сит набора от стандартных они приобретают в шкале  $\gamma$  дробные значения, которые вычисляются с точностью до первого десятичного знака. Также дробными величинами выражаются в шкале  $\gamma$  диаметры отверстий сит других наборов, не связанные указанным отношением  $\sqrt[10]{10}$ . Перевод размеров ячеек в миллиметрах в их значения по шкале  $\gamma$  и обратно удобно производить с помощью заранее рассчитанной линейки (фиг. 1-IV).

Применение логарифмических шкал  $\Phi$  и  $\gamma$  упрощает обработку гранулометрических данных, так как при расчетах оперируют преимущественно с положительными целыми однозначными и



ФИГ. 1-IV. ЛИНЕЙКА ДЛЯ ПЕРЕВОДА ЛИНЕЙНЫХ РАЗМЕРОВ В МИЛЛИМЕТРАХ В ЗНАЧЕНИЯ ШКАЛЫ  $\gamma$  И  $\Phi$ .

ШКАЛА  $\gamma$  БАТУРИНА

мм	Значения	мм	Значения	мм	Значения
0,01	20	0,063	12	0,40	4
0,012	19	0,080	11	0,50	3
0,016	18	0,100	10	0,63	2
0,020	17	0,125	9	0,80	1
0,025	16	0,160	8	1,00	0
0,031	15	0,200	7	1,25	-1
0,040	14	0,250	6	1,60	-2
0,050	13	0,315	5	2,00	-3

двузначными, редко трехзначными цифрами. Шкала  $\gamma$  вместе с тем имеет преимущество перед шкалой  $\Phi$  в связи с тем, что не только обеспечивает дробное и равномерное разделение интервала песчаных размерностей на фракции, но в ней присутствуют также все разделы общепринятой классификации песчаных пород 2—1; 1—0,5; 0,5—0,25; 0,25—0,10 и 0,10—0,05 мм. Как будет показано ниже, использование шкалы  $\gamma$  оказывается очень полезным при аналитических расчетах гранулометрических параметров, и в особенности при упрощенных подсчетах, основанных на предварительных графических построениях с применением логарифмических шкал.

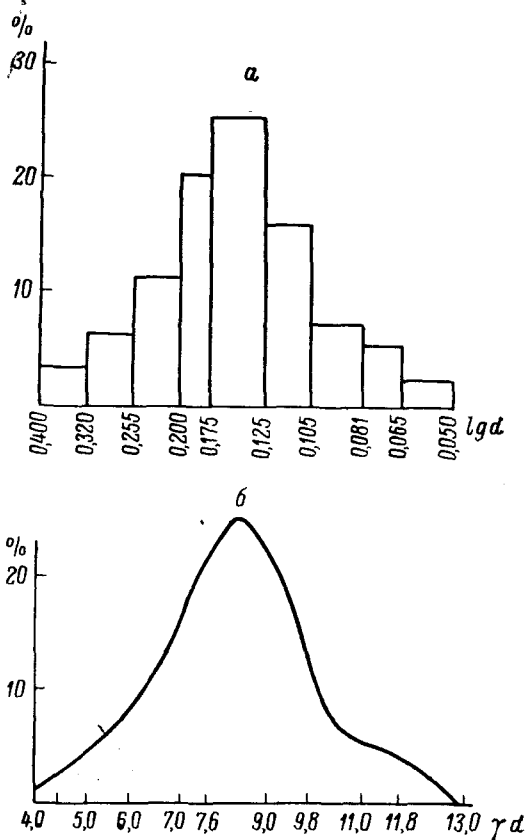
#### § 4. Обработка данных гранулометрического анализа

*Графическое изображение гранулометрического состава.* Приемы графического изображения результатов гранулометрического анализа довольно многообразны, однако наиболее распространенными являются методы столбчатой диаграммы, кривой распределения и кумулятивной кривой.

Столбчатая диаграмма, или гистограмма, представляет собой систему смежных прямоугольников, построенных на оси абсцисс. Основания прямоугольников пропорциональны размерам фракций, а их высоты — объемам последних. Для построения гистограммы на оси абсцисс откладывают либо размеры фракций, либо их логарифмы. Применение логарифмического масштаба более правильно и удобно при детальных гранулометрических анализах, выполняемых в геометрической шкале с постоянным отношением размеров фракций, так как при этом отрезки, отвечающие каждой из фракций, равны между собой. Равенство интервалов может нарушаться при отклонении размеров ячеек сит от стандартных, как это видим на диаграмме фиг. 2-IV, а, построенной по данным ситового анализа, приведенным в табл. 3-IV. Еще удобнее по оси абсцисс откладывать не логарифмы чисел, а отвечающие им значения в шкале  $\gamma$ . На всех рисунках, начиная с 2-IV, б, размеры фракций отложены именно в шкале  $\gamma$ . К отвечающим им истинным размерам можно легко перейти с помощью линейки (фиг. 1-IV).

Кривые распределения получаются в результате преобразования столбчатых диаграмм при увеличении числа фракций и сужения размера интервала каждой из них. Если  $\Delta x$  — размеры фракций, а  $n$  — их число, то при  $\Delta x \rightarrow 0$ , а  $n \rightarrow \infty$ , столбчатая диаграмма превращается в кривую распределения. Практически столбчатую диаграмму мы уже заменяем кривой распределения при использовании логарифмических шкал с шагом прогрессии  $\sqrt[10]{2}$ . Для построения кривой распределения по оси абсцисс откладываются логарифмы размеров фракций в их истинном виде или в шкале  $\gamma$  (фиг. 2-IV, б), а по оси ординат против середины каждого интервала ставится точка, отвечающая процентному содержанию фракции. Все точки соединяются линией. Площадь, ограниченная кривой распределения и осью абсцисс, отвечает объему исследованной совокупности.

Кумулятивная кривая, нарастающая, или суммарная, кривая, как ее

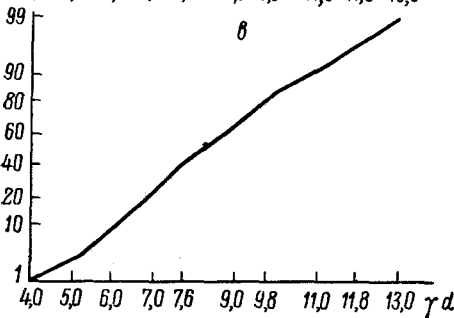
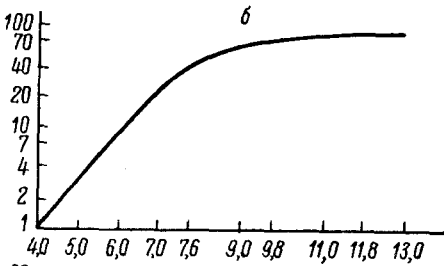
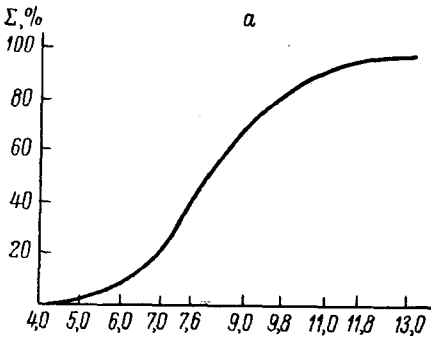


ФИГ. 2-IV. СТОЛБЧАТАЯ ДИАГРАММА (а) И КРИВАЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ (б), ОТРАЖАЮЩИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ПРИВЕДЕННЫЙ В ТАБЛ. 3-IV.

Таблица 3-IV  
РЕЗУЛЬТАТЫ СИТОВОГО АНАЛИЗА, ВЫПОЛНЕННОГО НА СИТАХ  
С ШАГОМ ПРОГРЕССИИ  $\sqrt[10]{2}$

мм	$\gamma$	%	$\Sigma$ %	мм	$\gamma$	%	$\Sigma$ %
0,400	4,0	3	3	0,125	9,0	18	83
0,320	5,0	6	9	0,105	9,8	7	90
0,255	6,0	11	20	0,081	11,0	5	95
0,200	7,0	20	40	0,065	11,8	2	97
0,175	7,6	25	65	0,050	13,0	2	99
0,125	9,0			< 0,050		3	100

еще называют, отражает состав какой-либо фракции, суммированный с частицами больше или меньше данного размера. Для ее построения по данным гранулометрического анализа предварительно



ФИГ. 3-IV. ТРИ ТИПА КУМУЛЯТИВНЫХ КРИВЫХ, ОТРАЖАЮЩИХ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ПРИВЕДЕННЫЙ В ТАБЛ. 3-IV.

По оси ординат построены: а — обычная арифметическая шкала; б — логарифмическая, в — вероятностная.

вычисляют нарастающие проценты. В табл. 3-IV нарастающие проценты рассчитаны относительно наибольшего размера и по ним построены кумулятивные кривые, помещенные на фиг. 3-IV. Как видно из рисунка, по оси абсцисс фракций размеры фракций в шкале  $\gamma$ , а по оси ординат — нарастающие проценты.

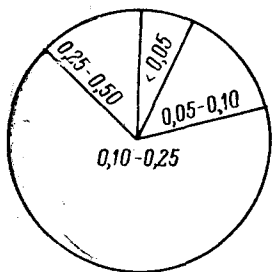
Шкалы нарастающего процента по оси ординат бывают трех типов. К первому типу (фиг. 3-IV, а) принадлежит обычная арифметическая шкала, которая чаще всего и используется на практике. Ко второму типу относится логарифмическая шкала, применение которой математически более оправдано, поскольку размеры по оси абсцисс выражены логарифмами. Однако эта шкала, суженная в верхней части (фиг. 3-IV, б), неудобна и практически не применяется.

Шкала третьего типа (фиг. 3-IV, в) представляет собой шкалу вероятностей, где расстояния между значениями обратно пропорциональны частотам нормального распределения, вследствие чего она сужена в центральной части и растянута по краям. Применение ве-

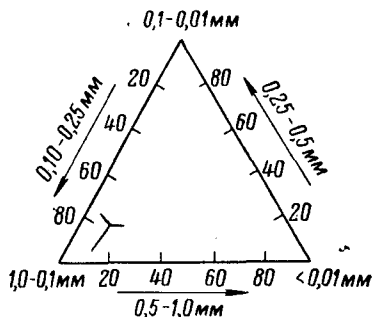
роятностной шкалы дает возможность более точно изобразить на графике краевые части, или «хвосты», исследованного распределения и увеличить точность вычисления коэффициентов по данным, снятым с кривой. Совокупность с логарифмически нормальным

законом распределения на графике типа 3-IV, б изобразится прямой линией, идущей от начала координат.

Циклограммы — более грубый и менее распространенный способ иллюстрации результатов гранулометрического анализа. Может быть применен для изображения гранулометрического состава серии образцов на картах или схемах. Циклограмма (фиг. 4-IV) представляет собой круг, разделенный на секторы, площади которых пропорциональны содержанию фракций. Каждому проценту отвечает угол  $3^\circ,6$ . На циклограммах обычно изображают количества частиц, отвечающих основным разделам классификации:  $>2$ ; 2—1; 1—0,5 мм и т. д.



ФИГ. 4-IV. ЦИКЛОГРАММА, ОТРАЖАЮЩАЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ПРИВЕДЕННЫЙ В ТАБЛ. 3-IV.



ФИГ. 5-IV. ТРЕУГОЛЬНИК ДЛЯ ОТРАЖЕНИЯ СОСТАВА КОМПОНЕНТОВ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТОЙ ПОРОДЫ, С ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКОЙ СОСТАВА ПЕСЧАНЫХ ФРАКЦИЙ.

Треугольные диаграммы применяются для сопоставления результатов нескольких анализов. Каждой вершине треугольника соответствует 100%-ное содержание одной из трех групп, в которые предварительно объединяются имеющиеся фракции. Каждому анализу внутри треугольника соответствует точка, координатами которой являются содержания трех групп фракций. В сумме эти фракции составляют 100%.

В. П. Батурич [1947] для более полного изображения состава песчано-глинистых пород предложил не только показывать соотношения между песчаной, глинистой и алевритовой частями в виде точки на треугольнике, но также изображать состав песчаных фракций. Для этого из точки, найденной по соотношению компонентов песок — алеврит — глина, проводится три отрезка параллельно сторонам треугольника. На них откладывается процентное содержание каждой из трех групп, на которые предварительно разбиваются песчаные фракции. Границы групп указываются на соответствующих сторонах треугольника. Масштаб отрезков в 5—10 раз меньше масштаба, принятого в треугольнике. На фиг. 5-IV

показан состав породы, сложенной частицами 1—0,1 мм (72%); 0,1—0,01 мм (18%); <0,01 мм (10%), причем песчаные частицы крупнее 0,1 мм распределены: 0,10—0,25 мм — 60%; 0,25—0,50 мм — 25% и 0,50—1,0 мм — 15%.

Кроме перечисленных общепринятых способов изображения результатов гранулометрических анализов, существуют другие, предложенные в различное время разными исследователями. К ним относятся один из вариантов способа нарастающих кривых Бекера [Baker, 1920], способ полярной диаграммы Ривера [Riviere, 1937], способ Б. С. Лунева [1960], основанный на диаграмме А. Н. Заварицкого, и некоторые другие, имеющие, как представляется, мало преимуществ перед описанными выше способами.

Существует еще один способ, заключающийся в вычерчивании рядом со стратиграфической колонкой кривых, отражающих объемы выбранных фракций. За ординату принимается положение образца в разрезе, за абсциссу — содержание в нем изображаемой фракции. Площадь, ограниченная кривой, пропорциональна объему данной фракции. На графике она изображается определенным условным значком или цветом (фиг. 6-IV).

*Понятие о статистических коэффициентах и законах распределения обломочных частиц.*

ФИГ. 6-IV. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНЫХ ПЛАСТОВ В КОЛОНКЕ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРСКО-КУМСКОЙ РАВНИНЫ.

Фракции: 1 — > 1 мм; 2 — 1—0,5 мм; 3 — 0,5—0,25 мм; 4 — 0,25—0,10 мм; 5 — 0,10—0,05 мм [по Мосякину, 1961].

Вторым способом представления результатов гранулометрических анализов является вычисление некоторых величин, отражающих в обобщенном виде распределение зерен по гранулометрическим фракциям. Подобные величины, получившие название гранулометрических коэффициентов, представляют частные случаи общеизвестных статистических параметров, принятых для изображения статистических коллективов [Рухин, 1957; Шаповов, 1965]. К ним относятся различного рода средние величины: средняя арифметическая  $Ma = \frac{\sum nx}{\sum n}$ , где  $x$  — аргументы совокупности,  $n$  — частоты, с которыми они встречаются; медиана  $Md$ , делящая

совокупность пополам; мода  $Mo$ , представляющая собой значение аргумента, отвечающее наибольшей частоте, и средняя геометрическая

$$G = \sqrt[m]{x_1 x_2 \dots x_m},$$

где  $m$  — число аргументов совокупности. Средняя геометрическая вычисляется обычно с помощью логарифмов

$$\lg G = \frac{1}{m} (\lg x_1 + \lg x_2 + \dots + \lg x_m).$$

Так как в дальнейшем средняя геометрическая применительно к задачам гранулометрического анализа не рассматривается, приведем пример, когда данный коэффициент может быть использован. В табл. 4-IV, во втором столбце показан медианный размер зерен в образцах, отобранных из пласта песчаной породы, мощностью 5 м, на расстоянии в 1, 2, 3, 4 и 5 м от кровли. В третьем столбце даны отношения размеров в соседних точках, выраженные в процентах, в четвертом — их логарифмы. Определим, каково среднее изменение зернистости породы при смещении на 1 м от кровли пласта к подошве:

$$\lg G = \frac{8,240}{4} = 2,060; \quad G = 115.$$

Таблица 4-IV

Расстояние от кровли, м	$Ma$ , мм	$x$ , %	$\lg x$
1	0,205	—	—
2	0,220	107	2,030
3	0,275	125	2,097
4	0,300	109	2,038
5	0,355	118	2,075
N			8,240

Следовательно, при смещении на каждый метр от кровли пласта медианный размер зерен увеличивается в среднем на 15%.

Кроме средних, в гранулометрическом анализе используются меры рассеяния значений аргумента — стандартное отклонение  $\sigma$  и коэффициент изменчивости  $V$ :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum n (x - Ma)^2}{\sum n}};$$

$$V = 100 \frac{\sigma}{Ma} \%,$$

а также коэффициент асимметрии  $K_a$  и эксцесс  $E$ :

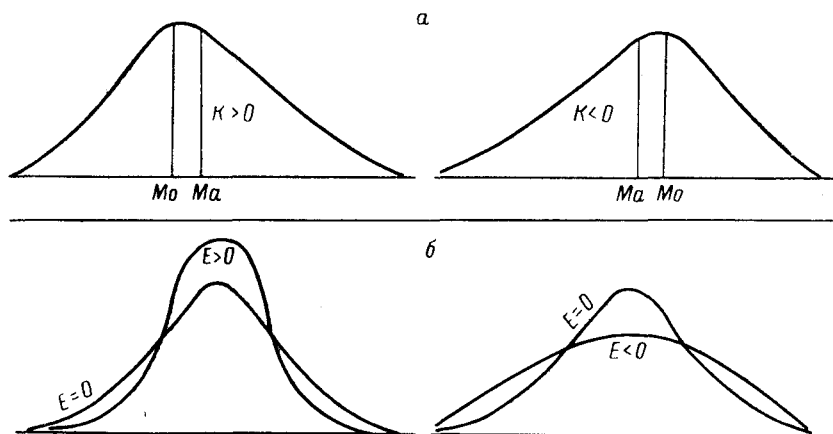
$$K_a = \frac{\mu_3}{\sigma^3}; \quad E = \frac{\mu_4}{\sigma^4} - 3,$$

где  $\mu_3$  — третий центральный момент распределения

$$\mu_3 = \frac{\sum n (x - Ma)^3}{\sum n};$$

$\mu_4$  — четвертый центральный момент распределения

$$\mu_4 = \frac{\sum n (x - Ma)^4}{\sum n}.$$



ФИГ. 7-IV. а — ПОЛОЖЕНИЕ МОДЫ И СРЕДНЕЙ АРИФМЕТИЧЕСКОЙ ПРИ РАЗНОМ ЗНАКЕ КОЭФФИЦИЕНТА АСИММЕТРИИ; б — СОПОСТАВЛЕНИЕ ФОРМЫ КРИВЫХ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИХСЯ РАЗЛИЧНЫМ ЭКСЦЕССОМ, С НОРМАЛЬНОЙ КРИВОЙ.

Коэффициент асимметрии служит мерой скошенности кривой распределения, эксцесс отражает кривизну кривой в ее центральной части по отношению к краям (фиг. 7-IV).

Вопрос о законах распределения обломочных частиц слабо освещен в литературе, тем не менее он представляет большой интерес как для понимания условий отложения осадков, так и для оценки того, в какой мере приведенные статистические коэффициенты могут быть применены при исследовании природных объектов. Так, использование средней арифметической и медианы имеет смысл для однородных совокупностей с одновершинной кривой. Для гетерогенного распределения с многовершинной кривой более важное значение имеет определение моды, так как средняя арифметическая и медиана приобретают условный характер. Использование асимметрии и эксцесса полезно при исследовании свойств нормального распреде-

ления и лишено смысла в применении к распределениям иного рода и т. д.

Кривые распределения обломочных частиц терригенных пород по гранулометрическим фракциям редко имеют форму, строго отвечающую определенному закону распределения, известному из математической статистики. Тем не менее, сделав известные допущения, можно установить, какие виды распределений встречаются наиболее часто и каким из известных теоретических распределений они более всего соответствуют.

Как впервые предположил Удден [Udden, 1914], большинство обломочных пород подчиняется логарифмически нормальному закону распределения. Более поздние исследования [Krumbein, 1938; Pettijohn, 1949; Kittleman, 1964] показали, что к логарифмически нормальному распределению приближаются отложения, подвергшиеся обработке в воздушной или водной среде — аллювиальные, эоловые и морские. Логнормальному закону вообще подчиняется большинство явлений, изучаемых в литологии, петрографии и геохимии [Разумовский, 1941].

Если значения аргумента  $x$  выражены в логарифмах и в соответствующем масштабе отложены на оси абсцисс, то кривая логарифмически нормального распределения имеет куполообразную форму, симметричную относительно  $x = Ma$  и асимптотически приближающаяся к абсциссе при  $x \rightarrow \pm \infty$ . Математическое уравнение, характеризующее кривую нормального распределения, имеет вид

$$y = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-Ma)^2}{2\sigma^2}},$$

где  $Ma$  — среднее значение;  $\sigma$  — стандартное отклонение;  $e$  — основание натуральных логарифмов. Кривая имеет максимум, отвечающий  $x = Ma$ . В точках  $x = a \pm \sigma$  кривая имеет перегиб. Изменение параметра  $Ma$  приводит к смещению всей кривой распределения вдоль оси абсцисс; изменение величины  $\sigma$  — к изменению степени растянутости кривой.

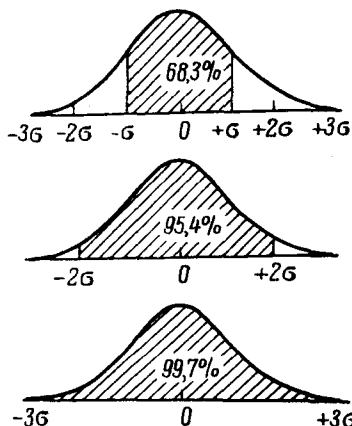
Замечательным свойством нормальной кривой является то, что количество отклонений  $x - Ma$ , не превышающих по величине  $\sigma$  по обе стороны от  $Ma$ , т. е. в интервале от  $-\sigma$  до  $+\sigma$ , составляет 68,27% (фиг. 8-IV), в интервале от  $-2\sigma$  до  $+2\sigma$  составляет 95,45%, в интервале от  $-3\sigma$  до  $+3\sigma$  — 99,73%.

Как показали исследования, продукты грубого искусственного дробления [Rosin, Rammler, 1934], а также некоторые обломочные породы, находящиеся на первых стадиях дифференциации, более близки не к логарифмически нормальному закону, а к так называемому распределению Розина, характеризующемуся повышенным содержанием крупных фракций (фиг. 9-IV). По Петтиджону (Pettijohn, 1949), закон Розина применительно к гранулометрическому анализу может быть выражен уравнением

$$y = 100(1 - e^{-bx^n}),$$

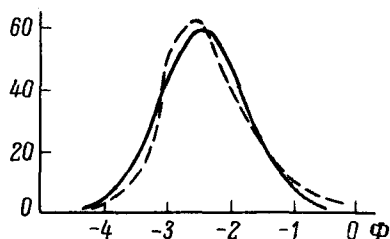
где  $y$  — весовое процентное содержание вещества, прошедшего через сито с диаметром  $X$ ;  $b$  — эквивалент среднего размера или среднего арифметического;  $n$  — эквивалент коэффициента сортировки или стандартного отклонения.

К распределению Розина близко распределение частиц в породах, подвергшихся механическому раздроблению, слагающих элювий в пирокластических осадках и грубых ледниковых отложениях [Kittleman, 1964].



ФИГ. 8-IV. КОЛИЧЕСТВО ОТКЛОНЕНИЙ ОТ СРЕДНЕЙ АРИФМЕТИЧЕСКОЙ, ПРИХОДЯЩИХСЯ НА ИНТЕРВАЛ, РАВНЫЙ  $1\sigma$ ,  $2\sigma$  и  $3\sigma$  В НОРМАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ.

Ни одному из указанных законов не подчиняются терригенные, в частности песчаные породы, содержащие значительное количество глинисто-пылеватых частиц. Распределение частиц в песчано-



ФИГ. 9-IV. СРАВНЕНИЕ КРИВЫХ НОРМАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ (СПЛОШНАЯ ЛИНИЯ) И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РОЗИНА [KITTMAN, 1964].

глинистых и песчано-глинисто-алевритовых породах нередко носит двухвершинный характер с минимумом во фракции  $0,10-0,05$  мм и максимумами в более крупной песчаной и более мелкой глинистой фракциях. Законы распределения частиц в подобных смешанных породах остаются пока неустановленными; возможно, что они представляют собой сочетание нескольких нормально распределенных совокупностей [Spencer, 1963].

Поскольку для большинства песчаных пород распределение обломочных частиц наиболее близко к логнормальному, использование приведенных выше статистических параметров для их характеристики является вполне оправданным. Впервые статистические параметры в гранулометрическом анализе были применены Ван Орстрендом [Van Orstrand, 1925] и Вентворсом [Wentworth, 1929], а в отечественной литературе — Л. Б. Рухиным [1937]. За средней арифметической укрепилось название среднего размера, за стандартным отклонением — коэффициент сортировки; к остальным параметрам применяются общепринятые названия.

*Способы вычисления гранулометрических коэффициентов.* Отыскание гранулометрических коэффициентов можно производить двумя способами — аналитическим и графическим. Вычисление коэффи-

циентов аналитическим способом является более точным, хотя и более трудоемким. В этом случае расчеты удобно вести по определенной схеме (табл. 5-IV). В первой графе таблицы выписываются конечные размеры фракций в миллиметрах, во второй — в логарифмах. Далее в логарифмах вычисляются величины интервалов каждого класса  $\omega$  и их средние значения  $h$  как полусуммы конечных размеров. В пятой графе таблицы указывается содержание фракций в процентах  $n$ , полученных в результате ситового анализа. Затем выбирается фракция наибольшего объема, в данном случае 0,177—0,125 мм, которая и принимается за нулевую. Все остальные фракции, начиная от нулевой, последовательно нумеруются с плюсом в сторону увеличивающихся размеров зерен и с минусом — в сторону уменьшающихся размеров.

Далее содержание каждой фракции  $n$  умножается на ее порядковый номер  $x$ ; сумма полученных произведений, деленная на 100, дает первый произвольный момент  $v_1$ . Затем полученные произведения умножаются еще раз на соответствующие порядковые номера, отыскивается их сумма и делится на 100, что дает величину второго момента  $v_2$ . После этого по формулам, приведенным внизу таблицы, вычисляется средний размер  $Ma$  и коэффициент сортировки  $\sigma$  (стандартное отклонение).

Таблицу для расчета коэффициентов можно продолжать и таким же образом вычислить коэффициент асимметрии и эксцесс, однако вычисления при этом становятся довольно громоздкими. Поэтому указанные коэффициенты при отсутствии возможностей машинной обработки данных лучше отыскивать графическим способом.

Несколько упрощаются вычисления всех гранулометрических коэффициентов, если логарифмы значений фракций заменить их значениями в шкале  $\gamma$ , снятыми с линейки, показанной на фиг. 1-IV. Пример расчета  $Ma$  и  $\sigma$  с использованием размеров в шкале  $\gamma$  дан в табл. 6-IV.

Графические методы расчета гранулометрических коэффициентов основываются на применении кумулятивных кривых, отображающих гранулометрический состав образцов. Эти методы менее точны, так как сопровождаются известными неточностями в нанесении на график исходных данных и в снятии необходимых отсчетов с кумулятивных кривых; однако они дают значительную экономию во времени, что и привело к их широкому применению на практике.

Наиболее простым является метод, предложенный Траском [Trask, 1932], получивший впоследствии название «метода квартилей», так как, пользуясь этим методом, совокупность гранулометрических фракций характеризуют с помощью трех значений, подразделяющих ее на четыре равные части.

Для получения квартилей предварительно строится кумулятивная кривая, а затем через ординаты, отвечающие 25, 50 и 75%, проводят горизонтальные линии до пересечения их с кумулятивной кривой. Абсциссы полученных точек пересечения и являются исходными для расчета гранулометрических коэффициентов.

СХЕМА ВЫЧИСЛЕНИЯ СРЕДНЕГО РАЗМЕРА  $Ma$  И КОЭФФИЦИЕНТА СОРТИРОВКИ  $\sigma$  АНАЛИТИЧЕСКИМ СПОСОБОМ  
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛОГАРИФМОВ, ПО Л. Б. РУХИНУ [1947]

Размеры фракций $d$		Интервал $\omega$	$h$	Содержание фракций $n$ , %	Отклонение $x$	$nx$	$nx^2$
мм	логарифмы						
1,4—1,0	0,146—0,000	0,146	0,073	0,1	+6	+0,6	3,6
1,0—0,71	0,000— $\bar{1}$ ,851	0,149	$\bar{1}$ ,925	0,2	+5	+1,0	5,0
0,71—0,50	$\bar{1}$ ,851— $\bar{1}$ ,699	0,152	$\bar{1}$ ,775	0,5	+4	+2,0	8,0
0,50—0,35	$\bar{1}$ ,699— $\bar{1}$ ,544	0,155	$\bar{1}$ ,622	3,9	+3	+11,7	35,1
0,35—0,25	$\bar{1}$ ,544— $\bar{1}$ ,398	0,146	$\bar{1}$ ,471	12,0	+2	+24,0	48,0
0,25—0,177	$\bar{1}$ ,398— $\bar{1}$ ,248	0,150	$\bar{1}$ ,323	15,4	+1	+15,4	15,4
0,177—0,125	$\bar{1}$ ,248— $\bar{1}$ ,097	0,153	$\bar{1}$ ,173	49,4	0	0,0	0,0
0,125—0,088	$\bar{1}$ ,097— $\bar{2}$ ,944	0,153	$\bar{1}$ ,021	15,4	-1	-15,4	15,4
0,088—0,061	$\bar{2}$ ,944— $\bar{2}$ ,785	0,159	$\bar{2}$ ,865	3,1	-2	-6,2	12,4
		0,151					
						$\sum_+ = 54,7$	$\sum = 142,9$
						$\sum_- = 21,6$	$v_2 = 1,429$
							$v_1^2 = 0,110$
$h = \bar{1},173;$ $v_1 \omega = +0,050;$							
$\log Ma = \bar{1},233;$ $Ma = 0,167$ мм;						$\sum = +38,1$ $v_2 - v_1^2 = 1,319$	
						$\sqrt{v_2 - v_1^2} = 1,148$	
						$v_1 = +0,331\sigma = 0,173$	

СХЕМА ВЫЧИСЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ  $Ma$  И  $\sigma$   
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ШКАЛЫ  $\gamma^*$

Размеры фракций $d$		Интервал $\omega$	$h$	Содержание фракций $n$ , %	Отклонение, $x$	$nx$	$nx^2$
мм	$\gamma$						
1,4	-1,5	1,5	-0,75	0,1	-6	-0,6	3,6
1,0	0,0	1,5	0,5	0,2	-5	-1,0	5,0
0,71	1,5	1,5	2,25	0,5	-4	-2,0	8,0
0,50	3,0	1,5	3,75	3,9	-3	-11,7	35,1
0,35	4,5	1,5	5,25	12,0	-2	-24,0	48,0
0,25	6,0	1,5	6,75	15,4	-1	-15,4	15,4
0,177	7,5	1,5	8,25	49,4	0	0	0,0
0,125	9,0	1,5	9,75	15,4	+1	+15,4	15,4
0,088	10,5	1,5	11,30	3,1	+2	+6,2	12,4
0,061	12,1	1,6					
		1,5					

$$\sum = -54,7 \quad \sum 142,9$$

$$\sum = +21,6 \quad v_2 = 1,43$$

$$\sum = -33,1 \quad v_2 - v_1^2 = 0,11$$

$$\gamma_1 = -0,33 \quad v_2 - v_1^2 = 1,32$$

$$h = 8,25;$$

$$v_1 \omega = -0,33 \cdot 1,5 = -0,5;$$

$$Ma(\gamma) = 8,25 - 0,5 = 7,75;$$

$$Ma = 0,165 \text{ км.}$$

$$\sigma_{(\gamma)} = \omega \sqrt{v_2 - v_1^2} = 1,5 \sqrt{1,32} = 1,75;$$

$$\sigma = 0,175.$$

\* Конечный результат округляем до 0,005.

Если значения размеров фракции по оси абсцисс уменьшаются слева направо (фиг. 10-IV), то абсцисса, отвечающая ординате 25% и лежащая в области больших размеров, называется третьей квартилью  $Q_3$ , отвечающая ординате 50% — второй квартилью, или медианой  $Md$ , отвечающая ординате 75% — первой квартилью  $Q_1$ . Распределение по методу Траска оценивается тремя параметрами — медианой  $Md$ , коэффициентом сортировки  $S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}$  и коэффициентом асимметрии  $S_x = \frac{Q_1 Q_3}{Md^2}$ .

В качестве примера оценим по методу Траска результаты ситового анализа, приведенные в табл. 3-IV. По имеющимся данным построим кумулятивную кривую (фиг. 10-IV) и снимем соответствующие отсчеты:  $Md = 0,165 \text{ мм}$ ;  $Q_3 = 0,215 \text{ мм}$ ;  $Q_1 = 0,133 \text{ мм}$ . Отсюда

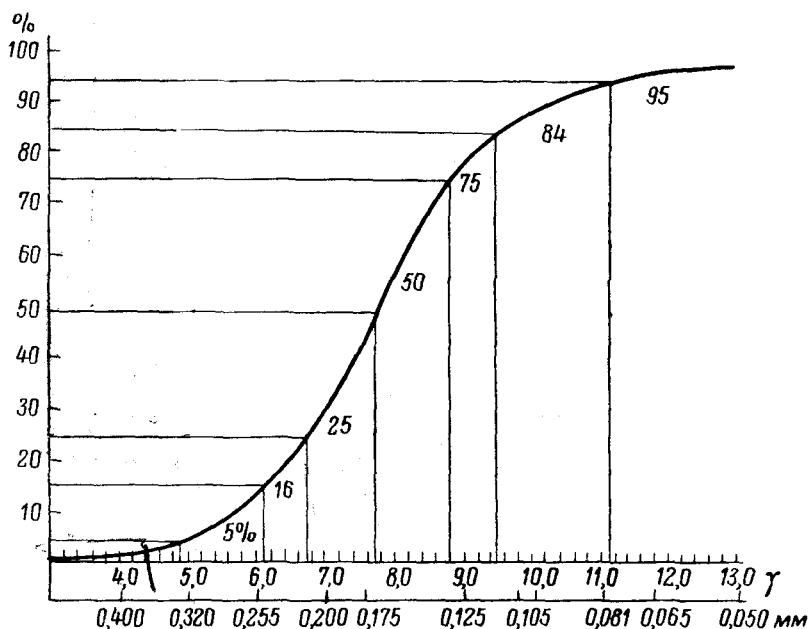
$$S_0 = \sqrt[2]{Q_3/Q_1} = \sqrt[2]{\frac{0,215}{0,133}} = \sqrt[2]{1,62} = 1,27;$$

$$S_x = \frac{Q_1 Q_3}{Md^2} = \frac{0,133 \cdot 0,215}{0,165^2} = \frac{0,0286}{0,0263} = 1,09.$$

Те же отсчеты, снятые с графика 10-IV в шкале  $\gamma$  дают  $Md(\gamma) = 7,8$ ;  $Q_3(\gamma) = 6,7$ ;  $Q_1(\gamma) = 8,8$ . Заменяя умножение и деление сложением и вычи-

танием, поскольку оперируем логарифмами чисел, получаем  $S_0(\gamma) = = 1/2 [Q_3(\gamma) - Q_1(\gamma)] = 1/2 (6,7 - 8,8) = -1,05$ ;  $S_K(\gamma) = Q_1(\gamma) - Q_3(\gamma) - 2Md(\gamma) = = 8,8 + 6,7 - 15,6 = -0,1$ . Переведа  $Md(\gamma) = 7,8$ ;  $S_0(\gamma) = -1,05$ ;  $S_K(\gamma) = = -0,1$  из шкалы  $\gamma$  в обычную шкалу в миллиметрах (фиг. 1-IV), получаем  $Md = 0,160$  мм;  $S_0 = 1,28$ ;  $S_K = 1,04$ ; сходимость с результатами предыдущих вычислений вполне удовлетворительная, вычисления же в шкале  $\gamma$  быстрее и проще.

Метод квантилей обладает малой чувствительностью к изменению объемов отдельных гранулометрических фракций, а особенности



ФИГ. 10-IV. КУМУЛЯТИВНАЯ КРИВАЯ ПО ДАННЫМ СИТОВОГО АНАЛИЗА, ПРИВЕДЕННЫМ В ТАБЛ. 3-IV.

состава на концах распределения от 0 до 25% и от 75 до 100% при этом вообще не учитываются. Поэтому он пригоден для наиболее грубой и приблизительной оценки гранулометрии осадка для случаев, когда гранулометрический анализ выполняется на технических ситах с большим и непостоянным отношением размеров соседних фракций.

Отто [Otto, 1939], Инман [Inmann, 1952], а впоследствии Фолк и Вард [Folk, Ward, 1957] и Мак Коммон [McCommon, 1961] предложили ряд коэффициентов, которые так же, как и коэффициенты Траска, основаны на снятии отсчетов с предварительно построенной кумулятивной кривой. В отличие от коэффициентов Траска они более полно характеризуют распределение частиц по гранулометрическим классам и в то же время могут быть сопоставлены с коэффициентами, рассчитываемыми аналитически по способу моментов.

Из указанных графических способов, в целом близких друг другу, наиболее интересен метод Фолка и Варда, получивший наибольшее распространение вследствие того, что параметры, вычисленные по этому способу, наиболее близки к результатам аналитических расчетов [Friedman, 1962; Duane, 1964]. Исходными данными для коэффициентов Фолка и Варда являются абсциссы, отвечающие 5, 16, 25, 50, 75, 84 и 95%-ным значениям кумулятивной кривой и выраженные в шкале Ф. Приведем формулы для расчетов указанных коэффициентов, заменив, однако, в них значения шкалы Ф шкалой  $\gamma - \gamma_5, \gamma_{16}, \dots, \gamma_{95}$ , поскольку шкала Ф у нас не применяется. Подобная замена не влияет на конечный результат расчетов:

$$Ma_g = \frac{\gamma_{16} + \gamma_{50} + \gamma_{84}}{3};$$

$$\sigma_g = \frac{\gamma_{84} - \gamma_{16}}{4} + \frac{\gamma_{95} - \gamma_5}{6,6}.$$

Значение  $Ma_g$  близко, а  $\sigma_g$  почти полностью соответствует величинам  $Ma$  и  $\sigma$ , вычисленным аналитически по методу моментов.

Графические коэффициенты асимметрии  $K_{ag}$  и эксцесс  $E_g$  вычисляются по формулам:

$$K_{ag} = \frac{\gamma_{16} + \gamma_{84} - 2\gamma_{50}}{2(\gamma_{84} - \gamma_{16})} + \frac{\gamma_5 + \gamma_{95} - 2\gamma_{50}}{2(\gamma_{95} - \gamma_5)};$$

$$E_g = \frac{\gamma_{95} - \gamma_5}{2,44(\gamma_{75} - \gamma_{25})}.$$

Сравнение коэффициентов  $K_{ag}$  с  $K_a$ , найденным по методу моментов, показывает, что  $K_{ag} \sim 0,23 K_a$  и, наоборот,  $K_a \sim 4,35 K_{ag}$ . Интервал возможных значений  $K_{ag}$  измеряется от  $-1,00$  до  $+1,00$ . Симметричная кривая распределения имеет  $K_{ag} = 0$ ; положительное значение  $K_{ag}$  показывает, что распределение имеет «хвосты» тонких фракций, а отрицательное указывает на «хвосты» фракций крупных.

Величина  $E_g$  отражает степень сортировки образца в центре распределения по отношению к его краям. Чем больше  $E_g$ , тем лучше сортировка в центральной части относительно краев. У нормального распределения  $E_g = 1$ .

В качестве примера рассчитаем гранулометрические коэффициенты для образца песка, результаты ситового анализа которого приведены в табл. 3-IV и изображены в виде кумулятивной кривой на фиг. 10-IV. С кумулятивной кривой сняты размеры, отвечающие 5, 16, 25, 50, 75, 84 и 95%-ному содержанию фракций, начиная с крупных, и выраженные в  $\gamma$ . Средний размер и коэффициент сортировки равны:

$$Ma_g = \frac{\gamma_{16} + \gamma_{50} + \gamma_{84}}{3} = \frac{6,2 + 7,8 + 9,5}{3} = 7,8;$$

$$\sigma_g = \frac{\gamma_{84} - \gamma_{16}}{4} + \frac{\gamma_{95} - \gamma_5}{6,6} = \frac{9,5 - 6,2}{4} + \frac{11,3 - 4,8}{6,6} = 1,8.$$

Поскольку коэффициенты  $Ma_g$  и  $\sigma_g$  выражены в единицах шкалы  $\gamma$ , значения  $Ma_g$  в миллиметрах находим по линейке (фиг. 1-IV),  $Ma_g = 7,8\gamma =$

$= 0,166$  мм. Для отыскания  $\sigma_y$  в общепринятом логарифмическом виде учитываем, что величина  $1\gamma$ , измеряемая разностью логарифмов соседних размеров шкалы с шагом  $\sqrt[10]{10}$ , равна 0,100. Отсюда  $\sigma_y = 1,8\sigma_g = 0,180$  в обычном логарифмическом виде.

Коэффициент асимметрии и эксцесс равны:

$$K_{ag} = \frac{\gamma_{16} + \gamma_{84} - 2\gamma_{50}}{2(\gamma_{84} - \gamma_{16})} + \frac{\gamma_5 + \gamma_{95} - 2\gamma_{50}}{2(\gamma_{95} - \gamma_5)} =$$

$$= \frac{6,2 + 9,5 - 2 \cdot 7,8}{2(9,5 - 6,2)} + \frac{4,8 + 11,3 - 2 \cdot 7,8}{2(11,3 - 4,8)} = +0,19;$$

$$E_g = \frac{\gamma_{95} - \gamma_5}{2,44(\gamma_{75} - \gamma_{25})} = \frac{11,3 - 4,8}{2,44(8,9 - 6,8)} = 1,27.$$

Коэффициенты  $K_{ag}$  и  $E_g$  представлены безразмерными величинами и далее не трансформируются. Найденные значения  $K_{ag} = +0,19$  и  $E_g = 1,27$  указывают, что изученное распределение, во-первых, смещено в сторону мелких фракций и, во-вторых, обладает некоторым сгущением в центральной части.

Метод Фолка и Варда применим для почти закрытых распределений, т. е. таких, в которых частиц меньше размера минимального сита или больше размера максимального сита не более 5%. В противном случае этот метод, так же как и аналитические способы расчетов, становятся неприменимыми и расчет коэффициентов должен производиться по методу Траска.

С внедрением электронно-счетных машин в практику литологических работ значительно сократилось время, необходимое для вычисления гранулометрических коэффициентов. Первые программы для машинного расчета коэффициентов были составлены в 1962—1963 гг. [Creager, 1963]. В настоящее время подобные программы имеются во ВНИГРИ и в отделе математических методов ВСЕГЕИ.

## § 5. Гранулометрический анализ в шлифах

*Измерение размеров сечений.* Гранулометрический анализ в шлифах производится путем непосредственного измерения поперечников зерен или площадей, занимаемых ими в поле зрения микроскопа. Измерения производят с помощью линейки или сетки, вмонтированной в окуляр, чаще всего  $6^x$ , предварительно определив с помощью объект-микрометра цену деления окуляра для разных объективов (табл. 7-IV).

При измерениях удобно пользоваться препаратоводителем — «салазками», которые крепятся к столику микроскопа, так что помещенный на них шлиф может плавно перемещаться параллельно горизонтальной и вертикальной нитям окулярного креста, это позволяет избежать повторных измерений одного и того же участка породы.

При выполнении полного гранулометрического анализа песчаной породы необходимо, во-первых, определить количество цементирующей массы (зерна  $< 0,01$  мм) и, во-вторых, установить распределение зерен песчано-алевритовой размерности по гранулометрическим классам.

ЦЕНЫ ДЕЛЕНИЙ ОКУЛЯР-МИКРОМЕТРА И ДИАМЕТРЫ ПОЛЯ ЗРЕНИЯ  
МИКРОСКОПА МП-2, ПО КОЧУРОВОЙ [1957]

Объектив	6 ×		5 ×	8 ×	12 ×	17 ×
	Цена одного деления окуляр-микрометра, мм	Цена 1 клетки окуляр-микрометра, мм	Диаметр поля зрения, мм			
3 ×	0,055	0,28	8,0	7,5	5,5	4,8
8 ×	0,022	0,11	3,06	2,90	2,18	1,78
20 ×	0,009	0,042	0,23	1,16	0,86	0,72
40 ×	0,004	0,022	0,60	0,56	0,44	0,36
60 ×	0,003	0,014	0,41	0,39	0,29	0,23

Определение соотношения между обломочной частью и цементом можно производить, измеряя площади, занимаемые ими в плоскости шлифа. Измерение площадей производят с помощью сетки — квадратно-клеточного окуляр-микрометра, вся площадь которого разбита на 400 квадратов.

Накладывая сетку на объект, подсчитывают, какое число квадратов, или лучше число точек пересечений линий сетки, приходится на обломочные компоненты. Число точек, приходящихся на цемент, находят путем вычитания точек, приходящихся на обломки из общего их числа, которое, включая крайние точки, ограничивающие сетку, должно составлять 440.

Выбор объектива зависит от зернистости породы и количества цемента. Увеличение следует выбирать с таким расчетом, чтобы на каждое из зерен преобладающей гранулометрической фракции приходилось не менее 7—8 точек сетки.

Измерения лучше всего производить на всей площади шлифа, а если порода крупно- или грубозернистая — в нескольких шлифах. Результаты подсчетов по нескольким полям зрения суммируют и, приняв количество точек за меру площади, вычисляют в процентах площадь, занятую обломочной частью и цементом.

Гранулометрический анализ песчано-алевритовой части производят с помощью линейки, вмонтированной в окуляр микроскопа. Предварительно на шлифе со стороны покровного стекла, в особенности если работа ведется без «салазок», проводят карандашом ряд параллельных линий. Передвигая шлиф вдоль линий, измеряют все зерна, попавшие на эти линии. Измерения производят по наименьшему диаметру, как бы «просеивая» зерна через сетку, ячейками которой служат принятые классы крупности.

Результаты замеров лучше всего отмечать на заранее вычерченном бланке, где конечные размеры фракций выражены в делениях линейки окуляр-микрометра. При этом фиксируются не размеры зерен, а лишь попадания их в соответствующие классы крупности.

Число замеренных зерен должно быть не менее 400—500. По-видимому, этим числом можно обычно и ограничиться. Как показывают наблюдения [Шванов, Марков, 1960], данные по 500 замерам отличаются от 1000—1500 замеров на 1—3% содержания каждой фракции и на 4—5% от результатов измерений зерен в разных шлифах, взятых из одного образца. Если анализы производятся разными исполнителями, даже при измерении одного и того же шлифа максимальная ошибка увеличивается до 5—7%.

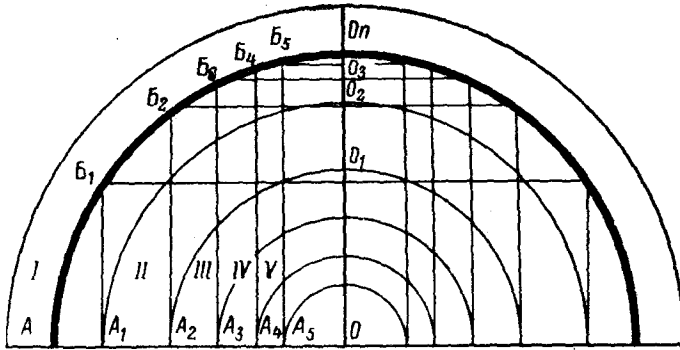
*Эффект срезания. Полный пересчет видимого гранулометрического состава на истинный.* Пересечение породы плоскостью шлифа приводит к появлению случайных сечений обломочных зерен, диаметры которых, в общем случае, меньше их максимальных поперечников. Поэтому содержание мелких фракций при измерении зерен в шлифах всегда преувеличено по сравнению с действительным, и для установления последнего необходимо ввести поправки, устраняющие эффект срезания.

Существуют два типа поправок на эффект срезания — одни из них вводятся в гранулометрические коэффициенты, вычисленные по измерениям в шлифах, другие заключаются в последовательном пересчете видимого в шлифе содержания каждой фракции на истинное. Поправки первого рода, вводимые в гранулометрические коэффициенты, были предложены А. Н. Журавским [1932], Крумбейном [Krumbein, 1935], В. Н. Доминиковским [1940], Пакхамом [Packham, 1955]. Рекомендации, предложенные указанными авторами, не исчерпывают проблему соотношений видимых в шлифе и истинных размеров зерен, поскольку касаются преимущественно величины средней, а в методе Пакхама, учитывающем также 2 и 3 моменты, распространяются только на нормальное распределение. Несомненный интерес представляла бы разработка методики пересчета, основанного на введении поправок в гранулометрические параметры, получаемые по рассмотренному выше графическому способу Фолка и Варда, однако такая работа пока не проведена.

Методика полного пересчета видимого в шлифе гранулометрического состава на истинный была аналитически разработана Гринманом [Greenman, 1951b]. Впоследствии она была упрощена и конкретизирована автором и А. Б. Марковым [Шванов, Марков, 1960, 1962] применительно к геометрической шкале с шагом, равным  $\sqrt[3]{2}$ , а несколько позже А. А. Шантаром [1964] применительно к шкале с шагом  $\sqrt[10]{10}$ .

Полный пересчет видимого в шлифе гранулометрического состава на истинный исходит из учета того, что число сечений, попавших в какую-либо гранулометрическую фракцию по измерениям их поперечников, не соответствует числу зерен, действительно принадлежащих этой фракции. В последней, с одной стороны, не окажется какой-то части зерен, перешедших, вследствие срезания, в более мелкие фракции, а с другой стороны, в нее перейдут сечения зерен более крупных фракций.

Для оценки количественных соотношений применительно к шкале с шагом, равным  $\sqrt{2}$ , предположим, что конечные размеры наибольшей фракции *I* (фиг. 11-IV) равны 10 и 7 единицам, размеры следующей за ней фракции *II* — 7,0 и 5,0; фракции *III* — 5,0 и 3,6; фракции *IV* — 3,6 и 2,5; фракции *V* — 2,5 и 1,9 и т. д. Допустим, что средний размер зерен фракции *I*, как полусумма конечных размеров, равен 8,5. Пересекая сферу диаметром 8,5 плоскостями, параллельными диаметру *OA*, получаем ряд круговых сечений, диаметры которых меньше главного сечения. При этом сечения, пересекающие сферу в сегменте, ограниченном дугой *AB*<sub>1</sub>, попадут по размеру в класс,



ФИГ. 11-IV. СХЕМА, ИЛЛЮСТРИРУЮЩАЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕЧЕНИЙ ПО ЗАДАНЫМ ФРАКЦИЯМ ПРИ ПЕРЕСЕЧЕНИИ СФЕРЫ ПЛОСКОСТЯМИ, ПАРАЛЛЕЛЬНЫМИ *OA*.

отвечающий *I* фракции. Сечения, пересекающие сферу в сегменте, ограниченной дугой *B*<sub>1</sub>*B*<sub>2</sub>, попадут в класс, отвечающий *II* фракции, и т. д.

Количество сечений, попавших в *I*, *II*, *III* . . . классы, очевидно, пропорционально высотам соответствующих сегментов *OO*<sub>1</sub>, *O*<sub>1</sub>*O*<sub>2</sub> . . ., равным 2,25; 1,5; 0,40; 0,10 . . . Приведенные к 100 % указанные величины находятся в отношении 56 : 25 : 11 : 5 : 2. Допуская вероятность прохождения какой-либо плоскости, параллельной *OA*, через радиус *OO*<sub>1</sub>, равную 100 %, следует полагать, что вероятность прохождения ее через отрезок *OO*<sub>1</sub> равна 56 %, через отрезок *O*<sub>1</sub>*O*<sub>2</sub> — 25 %, через отрезок *O*<sub>2</sub>*O*<sub>3</sub> — 11 %, через отрезок *O*<sub>3</sub>*O*<sub>4</sub> — 5 %, через отрезок *O*<sub>4</sub>*O*<sub>5</sub> — 2 %.

Иными словами, если имеем 100 % зерен в *I* фракции, то после пересечения их плоскостью следует ожидать, что в данной фракции останется 56 % общего числа содержащихся в ней зерен. В следующую, более мелкозернистую фракцию *II* перейдет 25 % их числа, во фракцию *III* — 11 %, в *IV* — 5 %, в *V* — 2 %, в *VI* — несколько меньше 1 %. В остальных, более мелких фракциях практически не будет зерен из фракции *I*. Подобное распределение сечений будет наблюдаться при пересечении зерен любой фракции, причем это справедливо как для сферических зерен, так и для эллиптических,



Таблица 8-IV

ТАБЛИЦА ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ИСТИННОГО ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО  
СОСТАВА ПЕСЧАНОЙ ПОРОДЫ ПО ДАННЫМ ЗАМЕРОВ ЗЕРЕН  
В ШЛИФАХ (ШКАЛА С ШАГОМ  $\sqrt{2}$ )

Наблюдаемое содержание зерен (56% истинного содержания)	Истинное содержание зерен (100%)	Содержание зерен, попавших в более мелкие фракции (% от их истинного содержания)				
		25	11	5	2	1
0	0	0	0	0	0	0
2	3,5	0,9	0,4	0,2	0,1	0,0
4	7,1	1,8	0,8	0,4	0,1	0,1
6	10,9	2,7	1,2	0,5	0,2	0,1
8	14,3	3,6	1,6	0,7	0,3	0,1
10	17,8	4,5	2,0	0,9	0,4	0,2
12	21,4	5,4	2,4	1,1	0,4	0,2
14	25,0	6,3	2,8	1,3	0,5	0,3
16	28,6	7,1	3,1	1,4	0,5	0,3
18	31,2	7,8	3,4	1,6	0,6	0,3
20	35,8	8,9	3,9	1,8	0,7	0,4
22	39,3	9,8	4,3	2,0	0,8	0,4
24	42,9	10,7	4,7	2,1	0,9	0,4
26	46,4	11,6	5,1	2,3	0,9	0,5
28	50,0	12,5	5,4	2,5	1,0	0,5
30	53,6	13,4	5,9	2,7	1,1	0,5
32	57,2	14,3	6,4	2,9	1,1	0,6
34	60,7	15,2	6,7	3,0	1,2	0,6
36	64,2	16,1	7,1	3,2	1,3	0,6
38	67,8	17,0	7,5	3,4	1,4	0,7
40	71,6	17,9	7,9	3,6	1,4	0,7
42	75,0	18,0	8,3	3,8	1,5	0,8
44	78,5	19,6	8,6	4,0	1,6	0,8
46	82,0	20,5	9,0	4,1	1,6	0,8
48	85,4	21,4	9,4	4,3	1,7	0,9
50	89,5	22,4	9,8	4,5	1,8	0,9

Вычисленное процентное содержание фракций составляет в сумме  $17,8\% + 63,3\% + 57,4\% = 138,5\%$ . Истинное содержание фракций I, II и III, приведенное к 100%, составляет 12,8%; 45,8%; 41,4%.

Для геометрической шкалы со знаменателем  $\sqrt[10]{10}$  величины поправочных коэффициентов равны соответственно 51; 21; 10; 7,5; 3,7; 2,8; 1,5; 1. Пересчет производят по формулам:

$$Q_1 = \frac{1}{0,51} \cdot F_1 = 1,96F_1;$$

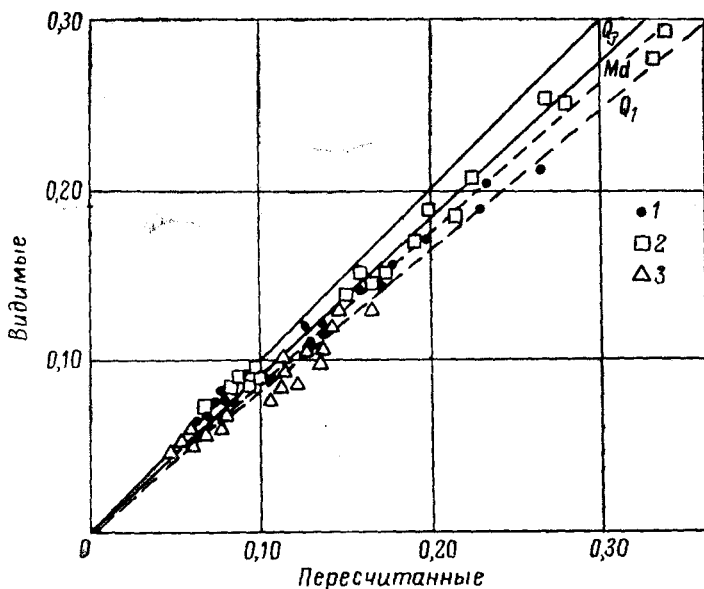
$$Q_2 = 1,96 (F_2 - Q_1 \cdot 0,21);$$

$$Q_3 = 1,96 [F_3 - (Q_2 \cdot 0,21 + Q_1 \cdot 0,10)];$$

$$Q_k = 1,96 [F_k - (Q_{k-1} \cdot 0,21 + Q_{k-2} \cdot 0,10 + Q_{k-3} \cdot 0,075 + \\ + Q_{k-4} \cdot 0,037 + Q_{k-5} \cdot 0,028 + Q_{k-6} \cdot 0,015 + Q_{k-7} \cdot 0,010)].$$

При расчетах, так же как и в предыдущем случае, удобно пользоваться таблицей, рассчитанной применительно к шкале с шагом  $\sqrt[10]{10}$  [Шантар, 1964].

Некоторые дополнительные способы вычисления granulометрии в шлифах. При способе квартилей, когда отсутствует необходимость в детальном granulометрическом исследовании и состав породы выражают с помощью коэффициентов  $Q_1$ ,  $Md$  и  $Q_3$ , снимаемых с кумулятивной кривой, полного последовательного пересчета каждой



ФИГ. 12-IV. СРАВНЕНИЕ ВЕЛИЧИН СРЕДНЕГО РАЗМЕРА, ПЕРВОЙ И ТРЕТЬЕЙ КВАРТИЛЕЙ, ОТРАЖАЮЩИХ ВИДИМЫЙ В ШЛИФЕ И ИСТИННЫЙ ВЫЧИСЛЕННЫЙ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ.

1 — медиана  $Md$ ; 2 — третья квартиль, большая  $Q_3$ ; 3 — первая квартиль, меньшая  $Q_1$ .

фракции на ее истинное содержание можно не делать, вводя поправки непосредственно в квартильные коэффициенты. Для этого по данным измерений зерен в шлифах строится кумулятивная кривая, с нее снимаются необходимые отсчеты, и полученное значение медианного размера  $Md$  умножается на 1,15; третьей (большой) квартили  $Q_3$  на 1,12; первой квартили  $Q_1$  — на 1,18. Указанные значения поправочных коэффициентов получены эмпирически путем сравнения квартильных коэффициентов, отражающих видимый в шлифе и истинный granulометрический состав, найденный путем описанного выше полного пересчета (фиг. 12-IV).

Определение среднего диаметра зерен можно произвести еще одним способом, также минуя полный granulометрический анализ

и полный пересчет. Для этого вдоль линий, проведенных на шлифе, с помощью окуляр-микрометра подсчитывают суммарную длину зерен и их количество. Делением суммарной длины на количество зерен получают средний видимый диаметр  $d_{\text{взм}}$ . Умножая  $d_{\text{взм}}$  на 1,15, вводят поправку на эффект срезания зерен плоскостью шлифа.

Поскольку, однако, в шлифе измеряются не видимые сечения зерен, а произвольные сечения в плоскости, перпендикулярной к плоскости шлифа, в результате измерений вторично вводится поправка. Величина этой поправки, очевидно, равна предыдущей, поскольку искажение, получаемое от измерений вдоль произвольной линии, совершенно аналогично эффекту срезания. Отсюда

$$d_{\text{ист}} = 1,15d_{\text{шз}} = 1,15^2d_{\text{взм}} = 1,32d_{\text{взм}}.$$

В основе морфо-гранулометрического метода А. А. Глаголова лежит совмещение гранулометрического и морфометрического анализа, что отличает его от описанных выше методов. Исходными данными для расчета гранулометрического состава и вычисления формы зерен служат измерения их двух поперечников — длины  $l$  и ширины  $d$ , наблюдаемых под микроскопом в шлифе. Измерения наносятся на диаграмму, где по оси абсцисс откладываются длины отрезков  $l$ , а по оси ординат — отношения  $\frac{d}{l}$ . В результате получают две кривые распределения, одна из которых характеризует форму и служит для расчета трех поперечников зерен, вторая отображает распределение сечений и используется для расчета истинного гранулометрического состава.

Метод подробно описан в работе А. А. Глаголева [1950], и, хотя, насколько известно автору, за истекшее время не был использован в литологии, он, по-видимому, может быть полезен, если в задачу исследования входит не только гранулометрический анализ, но и анализ формы минеральных компонентов.

*Весовой и количественный пересчеты.* Результаты гранулометрических анализов в шлифах и ситовых не могут быть непосредственно сопоставлены между собой, поскольку в первом случае оперируют с количеством зерен, во втором — с их объемами, выраженными через вес. Для сопоставления данных, получаемых обоими методами, возникает необходимость в количественном или, наоборот, в весовом пересчете. Перевод весовых процентов в количественные необходим также при определении удельной поверхности частиц в гидрогеологии, определении пористости и в некоторых других случаях.

Пересчет весового состава на количественный может быть осуществлен путем деления веса каждой фракции, полученной ситовым анализом, на вес сферического (или эллиптического) зерна, поперечник которого равняется полусумме конечных размеров фракции. Так как большинство песков сложено главным образом кварцем и полевым шпатом, вес единичного зерна рассчитывается как

$2,7 \frac{\pi d^3}{6}$ , где  $d^3$  — его поперечник. В результате деления получается абсолютное количество зерен в каждой фракции.

Так как действительное число зерен во фракциях нас обычно не интересует, на практике удобнее определять не их абсолютное, а относительное содержание — по отношению к какой-либо одной фракции, количество зерен в которой принято за единицу. Расчеты удобно производить по схеме, приведенной в табл. 10-IV. При этом сначала рассчитывают полусуммы конечных размеров фракций  $d$ , а затем находят постоянные для каждой фракции множители, учитывая, что количество слагающих их зерен обратно пропорционально кубу диаметров  $a = \frac{d_1^3}{d_n^3}$ , где  $d_1$  — размер фракции, вес которой принят за единицу;  $d_n$  — размер искомой фракции. Следующим шагом является вычисление количества зерен по отношению к исходной фракции (в приведенном примере по отношению к фракции 0,415—0,324), после чего вычисляют количественные проценты.

Таблица 9-IV

ПЕРЕСЧЕТ ВЕСОВЫХ ПРОЦЕНТОВ НА КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ

Конечные размеры фракций $d$	Полусумма конечных размеров, $d$	Множитель количественного пересчета $a = \frac{d_1^3}{d_n^3}$	Вес фракций $P$	Относительные количества зерен $Pa$	Количественные проценты $n$
0,415	0,370	1,0	10,0	10,0	0,3
0,324					
0,216	0,270	2,6	18,3	47,5	1,7
0,160	0,188	7,6	25,3	192,0	7,1
0,100	0,130	23,2	30,7	712,0	26,3
0,072	0,086	79,7	11,3	896,0	32,8
0,054	0,064	196,0	4,4	864,0	31,8
			100,0	2721,5	100,0

Обратный пересчет количественных процентов, в которых выражаются результаты измерений зерен, на весовые осуществляется по такой же схеме (табл. 10-IV). При этом множитель количественного пересчета  $a = \frac{d_1^3}{d_n^3}$  заменяется множителем  $b = \frac{1}{a} = \frac{d_n^3}{d_1^3}$ .

О соотношении результатов измерений в шлифах с другими видами гранулометрических анализов. Величины расхождений результатов измерений зерен в шлифах с другими видами анализов,

## ПЕРЕСЧЕТ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПРОЦЕНТОВ НА ВЕСОВЫЕ

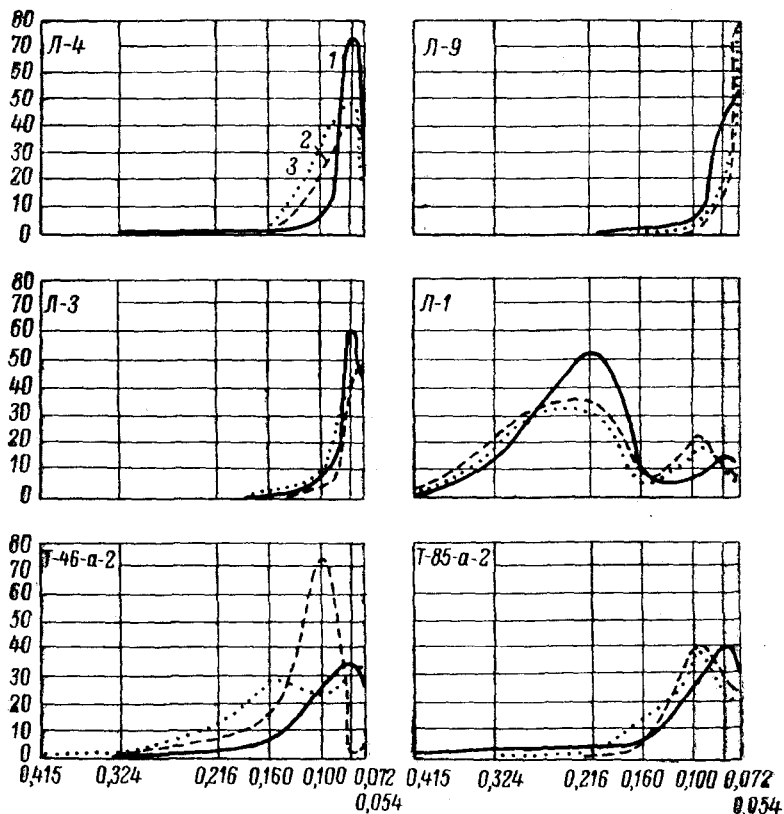
Конечные размеры фракций	Полусумма конечных размеров $d$	Множитель количественного пересчета $b = \frac{d_n^3}{d_1^3}$	Количественные проценты $n$	Относительные количества зерен $P_b$	Вес фракций $P$
0,415					
	0,370	1,0	0,3	0,300	8,6
0,324	0,270	0,370	4,7	0,628	17,6
0,216	0,188	0,132	7,1	0,936	25,3
0,160	0,130	0,043	26,3	1,130	31,2
0,100	0,086	0,013	32,8	0,426	11,8
0,072	0,064	0,005	31,8	0,159	4,5
0,054					
			100,0	3,579	100,0

в частности, с данными ситовых анализов или измерений зерен в свободных, рыхлых препаратах зависит, очевидно, от точности каждого из этих методов. Как показывают наблюдения, измерением меньших поперечников зерен как в рыхлых препаратах, так и в шлифах с последующим полным пересчетом может быть достигнута сравнительно высокая точность определений. Так, по данным 10 анализов, средняя квадратическая ошибка в определении одних и тех же фракций двумя указанными способами составляет 2,8—12,3%, или в среднем 5,8 (фиг. 13-IV).

Если же сравнивать результаты измерений в шлифах, пересчитанные на истинные содержания зерен, и данные ситовых анализов, выраженные в количественных процентах, то находим значительно большие расхождения (фиг. 13-IV). По данным 16 анализов [Шванов, Марков, 1962], среднее расхождение объемов одинаковых фракций, полученных измерением сечений в шлифах, с одной стороны, и ситовых анализов — с другой, составляет 21%. П. Н. Конев и О. М. Яковлева [1965] добились значительно лучшей сходимости результатов ситовых анализов и измерений в шлифах, исправленных на эффект срезания по методу В. Н. Шванова и А. Б. Маркова. По их данным, величины расхождений результатов, полученных указанными двумя методами, измеряются средней квадратической ошибкой, равной 3—4%.

В целом же расхождения между результатами ситовых анализов и измерений в шлифах носят случайный несистематический характер и с трудом поддаются учету, что связано в наибольшей степени

с ошибками ситового анализа, особенно значительными при работе на старых ситах. Об ошибках ситового анализа говорилось выше, здесь же следует подчеркнуть, что при количественном пересчете ошибки просеивания увеличиваются во много раз, поскольку увеличение веса фракций за счет «провалившихся» крупных зерен принимается за увеличение числа более мелких.



ФИГ. 13-IV. ГРАФИК РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗЕРЕН ВО ФРАКЦИЯХ ПО ДАННЫМ:

1 — количественного пересчета ситовых анализов; 2 — измерения меньших поперечников в шлифах, пересчитанных на истинное содержание зерен; 3 — измерения поперечников в рыхлых препаратах.

Поэтому, если возникает необходимость в сопоставлении гранулометрии рыхлых и цементированных пород, исследование лучше производить путем непосредственных измерений поперечников зерен: рыхлые пески исследовать в свободных препаратах, цементированные — в шлифах. Сравнивать же результаты измерений в шлифах с данными ситовых анализов следует с большой осторожностью и только для самых грубых сопоставлений.

## § 6. Проблема генетической интерпретации количественных гранулометрических характеристик

Реконструкция физико-географической обстановки накопления осадков по их гранулометрии является одной из важнейших и вместе с тем одной из самых дискуссионных проблем гранулометрического анализа.

Хотя с момента, когда Л. Б. Рухин [1937] впервые предложил использовать гранулометрию песков для фациальных реконструкций, прошло более 30 лет, в течение которых было высказано немало рекомендаций и предложено немало методик, дающих обнадеживающие результаты, проблема генетической интерпретации гранулометрических данных скорее усложнилась, чем приблизилась к своему решению. Причиной тому, как представляется, является отсутствие систематики гранулометрических признаков современных осадков, недостаточная изученность влияния на гранулометрию тектонического фактора, широкая фациальная конвергенция гранулометрического состава, его унаследованность от состава материнских пород, а также ошибки ситового анализа.

*Метод Л. Б. Рухина.* Генетический метод, предложенный Л. Б. Рухиным [1947], заключается в использовании для установления генезиса песчаного осадка двух коэффициентов — среднего размера  $Ma$  и коэффициента сортировки (стандартного отклонения)  $\sigma$ , рассчитанных по данным количественного распределения зерен по фракциям. В основе метода лежит динамическая диаграмма, эмпирически найденная путем анализа гранулометрического состава нескольких сотен образцов современных осадков, представляющих основные динамические обстановки осадконакопления.

На диаграмме, построенной по количественным значениям  $Ma$  и  $\sigma$ , выделяется 5 полей (фиг. 14-IV).

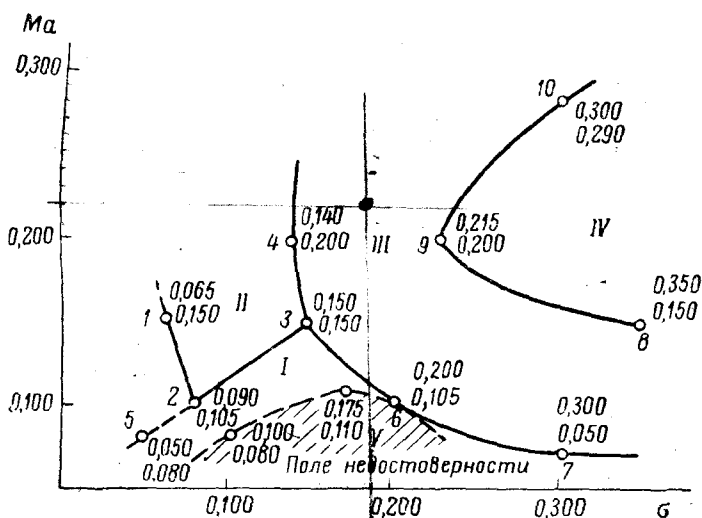
*I.* Поле песков, отложенных в неподвижной или ламинарно-движущейся воде, характеризующихся малыми значениями  $Ma$  и  $\sigma$ . В физико-географическом отношении поле отвечает осадкам из центральных частей озер, некоторых участков рек, мелководным и особенно глубоководным отложениям морей.

*II.* Поле песков, осаждаемых при колебательных турбулентных движениях воды, в прибрежных частях водных бассейнов. Высокая динамическая активность вод способствует накоплению крупнозернистых отложений, характеризующихся большими средними размерами. Сортировка их в связи с длительным воздействием сортирующих факторов, как правило, хорошая.

*III.* Поле песчаных осадков, отложенных в однонаправленном турбулентном потоке. Поскольку скорость потока может быть различной, средний размер осадков варьирует в широких пределах, сортировка же их обычно плохая, хуже, чем в двух предыдущих случаях. Подобные отложения представлены выносами временных потоков, рек и достаточно быстрых морских течений.

IV. Поле золотых песков, характеризующихся, по Л. Б. Рухину, сравнительно высокими средними размерами и плохой, если рассматривать ее в количественном выражении, сортировкой собственно песчаной части осадка.

V. Кроме указанных полей, на диаграмме выделяется «поле недоверности», куда попадают пески с низкими значениями средних размеров. Это автоматически исключает из рассмотрения осадки с большим содержанием мелкопесчаных, пылеватых и глинистых фракций.



ФИГ. 14-IV. ДИНАМИЧЕСКАЯ ДИАГРАММА Л. Б. РУХИНА.  
1—10 — координаты точек, по которым проводятся границы динамических полей.

Для установления динамической обстановки накопления осадка не менее 5—7 образцов его просеивают на ситах с постоянным отношением конечных размеров, равным  $\sqrt{2}$  или  $\sqrt[10]{10}$  и наименьшим размером 0,05 мм. Фракции меньше 0,05 мм отбрасывают, а для более крупных пересчитывают весовые проценты на количественные, после чего вычисляются  $Ma$  и  $\sigma$ . Происхождение осадка считают достаточно установленным, если 60—70% точек попадает в какое-либо одно из четырех динамических полей. Точки, попавшие в поле недоверности, при этом не учитываются.

Вопрос о применимости метода Л. Б. Рухина с момента его опубликования неоднократно обсуждался в литературе. Дискуссия была начата Н. М. Страховым [1948a] и А. Б. Вистелиусом [1951]. Позже Н. П. Хожайнов [1957], Х. Х. Авазходжаев [1962], В. Н. Золотарев [1963], П. Н. Конев и О. М. Яковлева [1965], используя рассматриваемый метод для ископаемых осадков, обнаружили соответствие полученных данных с выводами, вытекающими из

исследования других признаков. Наоборот, Р. А. Габрильян [1961], В. К. Климавичене [1964], Б. Н. Соколов [1964] не нашли возможным применить диаграмму Л. Б. Рухина в генетических целях, либо наблюдая несоответствие гранулометрических данных другим фактам, либо не находя преимуществ указанного метода перед другими, менее трудоемкими.

Полученный к настоящему времени материал позволяет, как представляется, оценить действительное значение метода Л. Б. Рухина — его достоинства, его ограничения и недостатки как формального характера, так и по существу.

Несомненным достоинством метода Л. Б. Рухина является стремление использовать в генетических целях цифровые показатели гранулометрического состава. Безусловно правильное отображение нашла также та тенденция, которая проявляется в осадке при его перемещении в движущемся водном потоке, при возвратно-колебательных движениях или слабо подвижной среде отложения. Поэтому, имея какое-то количество образцов и вычислив для них количественные значения  $M_n$  и  $\sigma$ , можно судить об относительной роли динамического фактора в формировании гранулометрии того или иного образца.

Однако подобный вывод может быть именно относительным и распространяться на какую-то группу образцов относительно другой группы, происходящей из одного и того же осадочного комплекса, изученного таким же способом, на том же наборе сит. Всякое стремление закрепить за полями динамической диаграммы определенные числовые координаты, на мой взгляд, является ошибочным и может легко привести к неверным выводам, что связано с определенными ограничениями рассматриваемого метода и большими ошибками, допускаемыми в ходе ситового анализа и количественного пересчета.

Говоря об ограничениях, следует подчеркнуть, что диаграмма Л. Б. Рухина является динамической, так как отображает динамику среды, свойственную различным фациальным обстановкам. Поэтому называть ее «генетической» вряд ли правильно, так же как неправильно говорить о поле аллювиальных или прибрежно-морских песков, выделяемых на диаграмме, как это нередко делают.

Использовать динамическую диаграмму можно только для хорошо сортированных песков, где диаметр наиболее крупных фракций больше диаметра самых мелких (не считая фракции 0,05 мм) не более чем в 7—8 раз. Причина этого заключается в сущности количественного пересчета, учитывающего, что количество зерен во фракциях возрастает пропорционально кубу их среднего размера. Поэтому при пересчете количество зерен в мелких фракциях, даже при их ничтожном весовом содержании, будет резко увеличено, в то время как содержание крупных, даже при их больших объемах, составит доли процента или практически вовсе не отразится в количественных процентах. Поскольку в песчаных породах почти всегда присутствуют зерна размером 0,05 мм, то, следовательно, по

описанному методу можно анализировать только пески, укладываемые в диапазон 0,05—0,35 мм.

По-видимому, только хорошо сортированные пески платформенных областей могут быть изучены с помощью динамической диаграммы. Песчаные же породы моласс, флиша, сланцево-граувакковых толщ и большинства угленосных отложений, содержащие фракцию 0,05—0,10 мм, вследствие ее резкого увеличения в результате количественного пересчета будут автоматически попадать в поле недостоверности и исключаться из рассмотрения. Именно с таким явлением столкнулся автор при исследовании пород нижнего мела Таджикистана, Н. Н. Верзилин — при изучении меловых отложений Ферганы и Я. Р. Меламед — при исследовании неогена Таджикской депрессии, когда почти все точки, отражающие сотни анализов из самых различных генетических типов осадков, попали либо в поле недостоверности, либо в смежное с ним поле донных песков. Подобную картину получил также Б. Н. Соколов [1964] при изучении титаноносных песков.

Попаданию точек в поле недостоверности способствуют также ошибки ситового анализа. Как указывалось выше, содержание мелких фракций, полученных в результате ситового анализа, всегда несколько завышено из-за того, что крупные зерна проваливаются в нижние сита вследствие истирания проволоки сетки. Допускаемые при этом ошибки могут быть невелики и существенно не сказываться на результатах анализа, если последний выражен в весовых процентах. Однако производя количественный пересчет и многократно увеличивая содержание мелких фракций, мы тем самым во много раз увеличиваем ошибку, сильно искажая конечный результат в сторону неоправданного увеличения объема мелкозернистой части породы.

Существенным недостатком динамической диаграммы является ошибочное выделение на ней эолового поля. Неопределенность его положения на диаграмме была ясна и Л. Б. Рухину, а впоследствии это получило отражение в критике Н. М. Страхова [1948а]. Более поздние работы показали, что точки, отвечающие эоловым отложениям, могут располагаться на всей площади диаграммы. К такому выводу пришел В. К. Климавичене [1964], анализируя четвертичные пески эолового происхождения, а также автор данной работы. Из изученных автором современных эоловых песков Каракумов, донных современных песков, меловых и неогеновых песков эолового происхождения все точки расположились в поле донных и потоковых песков и ни один образец не попал в поле, отвечающее на диаграмме собственно эоловым отложениям.

Указанные недостатки динамической диаграммы — применимость ее только для сортированных песков, большие ошибки в определении мелких фракций, оказывающих решающее влияние на величину гранулометрических коэффициентов, невозможность разделения водных и эоловых песков, а также значительная трудоемкость количественного пересчета — заставляют сильно сомневаться в целесообразности ее использования на практике.

*Использование общепринятых статистических коэффициентов, рассчитанных по весовым процентам.* Среди работ, посвященных генетической интерпретации градулометрических данных, очень немного таких, где основные статистические коэффициенты, характеризующие распределение, — среднее, стандартное отклонение, асимметрия и эксцесс — были бы использованы для заключения о генезисе осадка и дали бы положительные результаты. Среди них, по-видимому, наиболее интересными являются статьи Месона и Фолка [Mason, Folk, 1958] и Фридмана [Friedman, 1961]. Эти исследователи изучили несколько сотен образцов разных генетических типов современных песков — речных, прибрежно-морских, прибрежно-озерных, дюнных и эоловых равнинных. Анализ производился в 1/4 шкалы Ф, коэффициенты вычислялись Месоном и Фолком описанным выше графическим способом, а Фридманом — аналитически.

В результате было установлено относительное сходство градулометрических параметров у прибрежно-морских и прибрежно-озерных отложений, а также у дюнных и эоловых равнинных песков. Для разделения же основных групп — речных, прибрежных и эоловых — выявились определенные критерии, из которых важнейшими являются коэффициенты сортировки и асимметрии. По значению асимметрии прибрежные пески хорошо отделяются от речных и эоловых, так как характеризуются отрицательными коэффициентами асимметрии, указывающими на повышенное, по сравнению с нормальным распределением, содержание крупных фракций. Наоборот, речные и эоловые имеют «хвосты» тонких фракций и обладают поэтому положительной асимметрией. Критерием для отделения аллювиальных отложений от эоловых является сортировка, лучше проявляющаяся в эоловых песках.

Вопрос о том, насколько широко проявляются указанные признаки у ископаемых осадков, остается открытым, так как данные, имеющиеся по этому вопросу, довольно противоречивы. Кадиген [Cadigan, 1961], Мартинс [Martins, 1965], Дюане [Duane, 1964] нашли возможным использовать только коэффициент асимметрии, характеризующийся положительным значением для аллювиальных песков и отрицательным для песков прибрежно-морских. По наблюдениям Л. Б. Рухина [1947], Шепарда и Юнга [Shepard, Young, 1961], Саху [Sahu, 1964], сами по себе значения  $M_a$ ,  $\sigma$ ,  $K_a$  и  $E$  не дают возможности различать отдельные генетические типы осадков между собой. К аналогичному выводу пришел также автор этих строк, сравнивая градулометрические коэффициенты для водных и эоловых песчаных пород мела и неогена Средней Азии, а также некоторых современных песков.

Теоретически следует ожидать, что аллювиальные пески действительно обогащены тонкими фракциями, влекомыми во взвешенном состоянии водным потоком и осажденными вследствие мгновенных пульсаций его скоростей. В силу этого они должны обладать положительной асимметрией, тем большей, чем выше турбулентность потока

и чем, следовательно, хуже сортирован осадок. У прибрежных песков, наоборот, можно ожидать смещения в сторону крупных фракций, так как мелкие под действием волн выносятся в удаленные от берега участки бассейнов. Указанные признаки, очевидно, могут улавливаться в осадках, длительное время пребывавших в соответствующей динамической обстановке, а также, если их анализ производился в дробной шкале, отвечающей 1/4 Ф-шкалы или шкале  $\gamma$ .

Наличие «хвостов» тонких фракций, а следовательно, и положительной асимметрии, на которую указывают Фолк и Фридман для золотых песков, вряд ли характерно для них. В какой-то мере это, возможно, справедливо для дюнных песков побережий. По данным А. В. Сидоренко [1956], тонкими фракциями обогащены лишь так называемые перемещенные пески, образующие в пустынях одиночные барханы, или бугристые пески на поверхности такыров. Объем их сравнительно невелик, например, в современных Каракумах они занимают около 6% площади. Значительно шире, по А. В. Сидоренко, развиты непеременные пески, лишенные тонких фракций вследствие их выдувания. По наблюдениям Бэгнольда [Bagnold, 1941], процессы перевевания песков приводят к логарифмически нормальному симметричному распределению частиц по фракциям.

*Метод Пассеги.* В основе метода Пассеги [Passega, 1957, 1964] лежит представление о том, что перенос осадка в движущемся потоке осуществляется: во-первых, путем качения частиц по дну, во-вторых, путем влечения в неоднородной сортированной, или градиционной, суспензии, где нижние части ее обладают большей плотностью по сравнению с верхними, и, в-третьих, путем перемещения частиц в однородной суспензии. Соотношение между указанными способами переноса обломков зависит от динамики потока, а последняя в известной мере определяется физико-географическими условиями.

Для установления типа переноса наибольшее значение, по мнению Пассеги, имеют две величины, характеризующие осадок, — медиана  $M$  и наиболее крупнозернистая часть осадка, мерой которой является 1%-ная квантиль  $C$  (т. е. такой размер, относительно которого более крупные зерна составляют 1% от веса породы). Определение медианы и 1%-ной квантили производится путем снятия отсчетов с кумулятивной кривой, построенной для каждого отдельного образца.

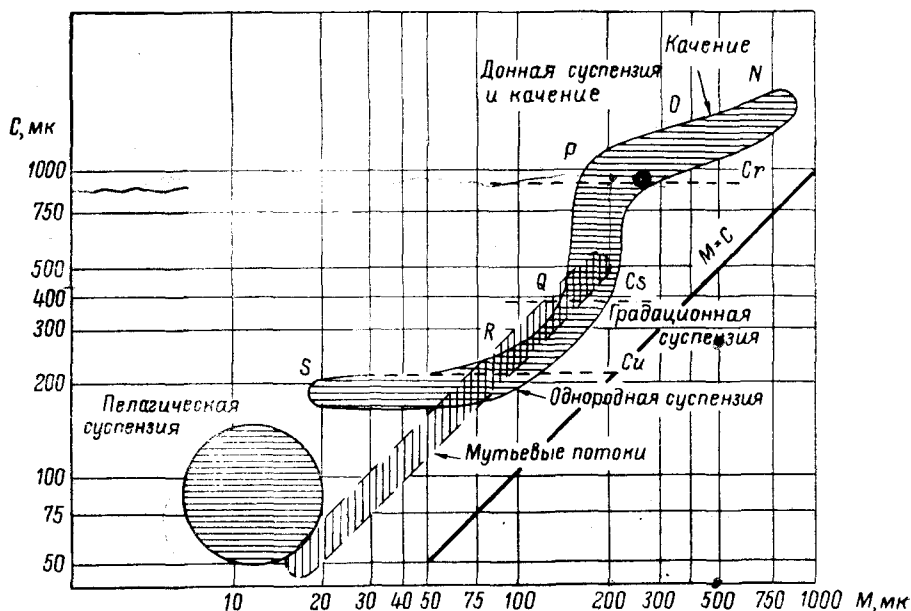
В дальнейшем индивидуальные значения  $C$  и  $M$  изображаются на графике, где по оси абсцисс откладываются медианы  $M$ , а по оси ординат — величины  $C$ , те и другие в логарифмическом масштабе.

Исследуя подобным образом ископаемые и современные осадки различного происхождения, Пассега получил на диаграмме  $CM$  определенные поля, каждое из которых отвечает осадку, перенесенному и отложенному водным потоком определенного типа (фиг. 15-IV).

Так, поле  $SR$ , имеющее значение  $C$  ниже  $C_u$ , отвечает осадкам, отложенным из однородной суспензии. Последняя в географическом

отношении соответствует морским течениям и некоторым медленным участкам рек.

Поле  $RQP$ , в особенности в части, лежащей ниже  $C = Cs$ , отвечает осадкам, выпавшим из градиционной суспензии, образующейся в нижних частях быстрых речных потоков, непосредственно у дна. Примерно в этой же части диаграммы, а также ниже, вплоть до малых значений  $C$ , равных 40—50  $мк$ , располагается поле турбидитов — осадков, выпавших из вертикально расслоенных мутьевых потоков.



ФИГ. 15-IV: ДИАГРАММА С. М. ПАССЕГИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СПОСОБА ПЕРЕНОСА ОСАДКОВ В ВОДНОЙ СРЕДЕ.

В верхней части диаграммы располагается поле  $PO$ , образованное осадками смешанного происхождения — отчасти перенесенными путем качения, отчасти выпавшими из суспензии, и в самом верху — поле  $ON$  осадков, частицы которых перенесены путем качения. Последний способ переноса наблюдается в зоне действия волн в прибрежных участках, на песчано-галечниковых банках и в некоторых участках рек.

Отдельно на диаграмме Пассеги вырисовывается поле пелагических осадков, отвечающее минимальным значениям величины  $C$  и  $M$ .

Метод Пассеги, предложенный для осадков водного происхождения (золотые отложения автором метода не рассматривались), привлекает своей простотой, поскольку отыскание величины  $M$  и  $C$  производится довольно быстро. Оценить в полной мере его достоинства, однако, трудно. Хотя применение его к ископаемым

осадкам и дало результаты, согласующиеся с результатами наблюдений других признаков [Габрильян, 1961, Мосякин, 1961, Колесникова, 1966], рекомендовать метод Пассеги для широкого использования пока нельзя, его необходимо проверить экспериментально на достаточно большом материале по современным и ископаемым осадкам.

*Некоторые общие замечания о методе генетических диаграмм.* Рассуждая теоретически, следовало бы признать, что метод генетических диаграмм является наиболее простым и удобным способом реконструкции среды отложения по гранулометрическим данным. Оценивая, однако, существующие способы генетической интерпретации гранулометрии осадков, основанные на признании за каждым фаціальным типом отложений определенных числовых значений гранулометрических параметров, легко заметить, что ни один из них не является законченным, поскольку ни один не исчерпывает всех известных фаціальных типов отложений. Отсюда следует признать, что ни один из методов не является достаточно обоснованным, поскольку нет уверенности, что при исследовании новых фаціальных разностей отвечающие им новые точки не попадут на диаграммах в ранее выделенные генетические поля. Кроме того, каждый из предложенных методов вступает в известные противоречия либо с другими методами, либо с фактическими данными, опубликованными тем или иным исследователем.

Отсутствие заметных успехов в решении рассматриваемой проблемы, несмотря на большое количество работ по гранулометрии и огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени, ставит под сомнение саму возможность выработки каких-либо единых пригодных для всех случаев критериев фаціально-генетического истолкования гранулометрических данных.

Совершенно очевидно, что не только среда отложения определяет гранулометрический состав осадков, но также целый ряд других факторов. К ним относятся, во-первых, состав исходного вещества, во-вторых, длительность его обработки в данной фаціальной обстановке, определяемая скоростью седиментации и в конечном счете тектоническим режимом, и, в-третьих, техника гранулометрического анализа и допускаемые при этом ошибки. Совместное проявление всех указанных факторов, по-видимому, может приводить к несовпадению результатов гранулометрических анализов фаціально сходных осадков и, наоборот, к идентичности результатов для разных по происхождению отложений.

На «консерватизм» гранулометрического состава, его зависимость от петрофонда региона, обращали внимание различные исследователи, хотя и не придавали этой особенности большого значения. Наблюдения, однако, показывают, что в большинстве случаев именно местные условия седиментации играют решающую роль, и поэтому одинаковые в фаціальном отношении осадки разных регионов могут обладать различным гранулометрическим составом.

Подтверждением сказанного служат результаты исследований эоловых и водных песков некоторых районов, проведенных авторами совместно с А. И. Айнемером [Айнемер, Шванов, 1968]. Из эоловых были изучены современные пески Каракумов, дюнные пески окрестностей Перми [данные В. Н. Бобровой, 1956], четвертичные пески Литвы (данные В. К. Климавичене), песчаники неогена Таджикской депрессии; из водных — аллювий рек Ферганы, озерно-аллювиальные пески Литвы (данные В. К. Климавичене), аллювиальные песчаники неогена Таджикской депрессии.

Попарное сравнение каждой из перечисленных семи групп друг с другом с помощью дискриминантных функций отчетливо показало, что осадки, различные по фаціальной природе, но близкие по условиям залегания и проанализированные в одинаковых условиях, меньше отличаются друг от друга, чем отложения, сходные в фаціальном отношении, но взятые из разных мест. Единого критерия распознавания эоловых отложений среди осадков водного происхождения установлено не было, по-видимому, вследствие того, что решающее влияние на гранулометрию эоловых отложений оказали состав материнских пород и другие местные условия, а не общая для всех них эоловая обработка.

Отсюда следует, что для определения генезиса абсолютное значение гранулометрических параметров осадка не имеет большого значения. Гранулометрический состав является в такой же степени генетическим фаціальным признаком, как и более общим геологическим — признаком формационным.

Часто различия между разнотипными по генезису осадками одной формации могут оказаться менее существенными, чем различия между однотипными отложениями разных формаций. Поэтому основное назначение гранулометрического метода должно заключаться в оценке гранулометрического состава и индивидуальных гранулометрических параметров относительно друг друга внутри совокупности образцов, происходящих из одной и той же толщи, одного и того же осадочного комплекса или геологической формации. В этом случае величины среднего размера, стандарта, асимметрии и т. д. помогают устанавливать относительные изменения энергии потока, величины его турбулентности, способа транспортировки зерен и другие динамические характеристики. Существенную помощь здесь могут оказать и генетические диаграммы, если оценивать не точное положение точек на диаграмме в заданной системе координат, а их расположение относительно друг друга, т. е. если использовать генетические диаграммы лишь в той мере, в какой они отражают тенденцию развития осадка в той или иной физико-географической обстановке и при переходе из одной обстановки в другую.

Подобный анализ сочетаний гранулометрических признаков, в свою очередь, способствует пониманию генетической природы изучаемых осадочных комплексов, для диагностики которых наблюдения над соотношением пород в разрезе и в плане имеют наибольшее значение. Особенности строения таких комплексов, детали их гранулометрии еще очень мало изучены, а свойственные им признаки охарактеризованы в литературе лишь с чисто качественной стороны. Введение числовых гранулометрических характеристик в описание фаціальных комплексов явилось бы весьма эффективным средством палеогеографического анализа.

Одна из таких попыток охарактеризовать генетические комплексы с помощью гранулометрических характеристик была предпринята Дугласом.

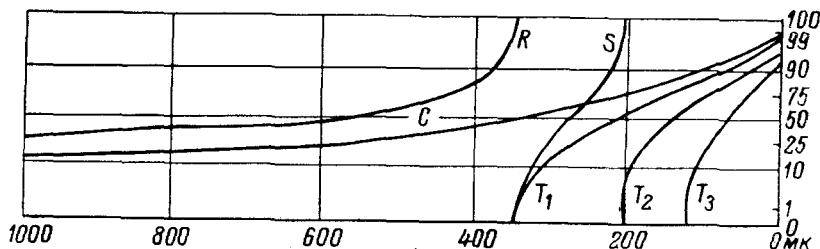
*Метод Дугласа.* В отличие от описанных выше методов, оперирующих с определенными гранулометрическими параметрами, отражающими в обобщенном виде более сложную картину распределения зерен по классам крупности, метод Дугласа [Doeglas, 1946] основан на анализе самих распределений, которые изображаются графически с помощью кумулятивных кривых. Это дает более полную картину гранулометрии осадков, поскольку гранулометрические коэффициенты, по выражению Таннера, «маскируют столько же информации, сколько ее представляют» [Tanner, 1964]. Кумулятивные кривые строятся в системе координат, где ось абсцисс служит логарифмы размеров от 0 до 1000, а ось ординат — нарастающие проценты, отложенные в арифметической шкале вероятности.

По мнению Дугласа, соотношение частиц, влекомых потоком, зависит от состава коренных пород и скорости потока на всем его протяжении. Если бы весь транспортируемый материал мог отложиться одновременно в момент внезапного прекращения течения, то осадок обладал бы распределением частиц, совпадающим с распределением их в суспензии. Поскольку, однако, подобной остановки течения не происходит, в той или иной точке на дне потока, в зависимости от его динамики, может быть отложена какая-то часть влекомого осадка, обладающая определенной кривой распределения.

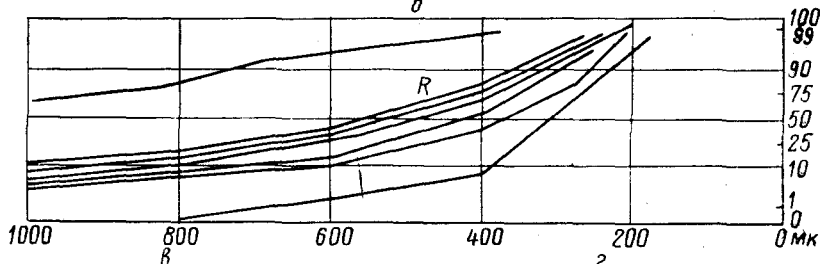
На фиг. 16-IV, а в качестве примера приведена весьма характерная кривая осадка С, влекомого речным потоком. Если при непрерывном

движении потока произойдет отложение части осадка, то это будет его наиболее крупнозернистая часть, лишенная или почти лишенная тонких фракций. Кривая этой части осадка, выпавшего на дно, будет иметь пологую левую часть, отвечающую крупным фракциям, и крутую правую (кривая *R*). При дальнейшем падении энергии

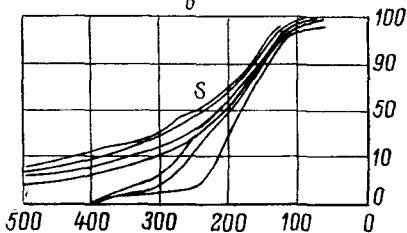
*a*



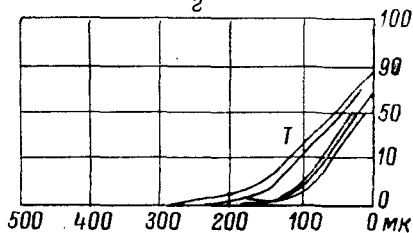
*b*



*в*



*г*



ФИГ. 16-IV. ТИПЫ КУМУЛЯТИВНЫХ КРИВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОСАДКОВ [DOEGLAS, 1946]: *a* — КРИВАЯ СУСПЕНЗИИ, ПОДВЕРГАЮЩЕЙСЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ *C*, И КРИВЫЕ ПРОДУКТОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ *R*, *S*, *T*; *b* — ДОННЫЕ ПРОБЫ РЕЧНЫХ ОСАДКОВ (ТИП *R*); *в* — ПЕСКИ С ПОВЕРХНОСТИ ПОДВИЖНОГО ДЮНЫ (ТИП *S*); *г* — ОТЛОЖЕНИЯ РЕЧНЫХ БЕРЕГОВЫХ ВАЛОВ И ПРИЛИВНЫХ НИЗИН (ТИП *T*).

потока из суспензии, не содержащей уже крупных фракций, выпавших ранее, произойдет отложение следующей по зернистости части отложений, характеризующейся кривой типа *S*. Наконец, наиболее мелкие фракции, отображением которых служат кривые *T*<sub>2</sub>, *T*<sub>3</sub> с крутой левой и пологой правой частью, выпадут при полной потере энергии водной струи — в неподвижной или почти неподвижной среде.

Кривые типа *R*, *S* и *T* могут располагаться в разных участках диаграммы, т. е. иметь разные абсолютные значения, отвечая раз-

личным абсолютным значениям энергии транспортирующей среды, но сохраняя при этом основные черты конфигурации, указывая тем самым на наиболее важные черты динамики среды отложения.

Как следует из табл. 11-IV, где приведены типы кривых природных осадков, анализ гранулометрического состава каждого отдельно взятого образца может служить указателем динамики среды переноса, но еще мало говорит о генетической природе отложений, так как один и тот же динамический тип осадка может быть встречен в различных физико-географических условиях. Для установления генетического типа отложений необходим анализ некоторой совокупности образцов. Д. Дугласом указываются сочетания типов кривых, свойственных основным генетическим комплексам.

1. Аллювиальный комплекс характеризуется наличием кривых типа  $R$ , отвечающих главной полосе течения, и кривых  $R + S$  и  $S$  в осадках, отложенных вблизи берегов. Береговые валы, ограничивающие русло, обладают распределением типа  $S + T$ , и, наконец, на пойме происходит отложение осадков с распределением  $T$ .

2. Озерные отложения. Наиболее часто должны встречаться мелкозернистые осадки, обладающие  $(S + T)$ - и  $T$ -распределением. Грубозернистые отложения могут встречаться только возле берегов и в дельтах рек.

3. Морские и озерные дельты сочетают в себе многие условия, поэтому рядом с отложениями русел рек, береговых валов и пойм могут залегать осадки заливов, пляжей, дюн и мелководий со свойственными им кривыми распределения осадочного материала.

4. Низины, заливаемые приливами, и мелкоморье характеризуются преобладанием мелкозернистых глинистых песков, алевритовых и глинистых илов, обладающих распределением типа  $T$ .

5. Береговые пески не имеют характерной частоты распределения по размерам, а форма их кривых и размеры частиц зависят в основном от особенностей обломочных осадков, поступающих с суши.

6. Неритовые и абиссальные области обладают в подавляющем большинстве случаев  $T_2$ -распределением глинистых фракций.

7. Эоловые пески хорошо сортированы, лишены тонких и крупных фракций, обладая при этом распределением зерен, наиболее близких к типу  $S$ . Форма кривых лёсса — второй разновидности эоловых отложений, наиболее близка к  $T$ -распределению.

Несмотря на то, что со времени опубликования метода Дугласа прошло более 20 лет, он мало использовался за рубежом, не применялся вовсе в нашей стране и потому не получил сколько-нибудь надежного подтверждения. Тем не менее, казалось интересным остановиться на рассмотрении этого метода, поскольку в нем подчеркиваются такие, на мой взгляд, важные для понимания генезиса осадков положения как относительность значений гранулометрических параметров, полифаціальность гранулометрического состава и необходимость при определении фаций оперировать не с единичными образцами, а с их сочетаниями, отражающими разнообразие состава сложноостроенных фациальных комплексов.

Таблица 11-IV

ТИПЫ КРИВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ,  
ОБРАЗОВАННЫХ В РАЗЛИЧНЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Тип кривой	Динамическая обстановка	Фацциальная обстановка
$R$	Непрерывное течение	Русла рек, области сильных морских течений, зоны прибой, элювий
$S$	Уменьшающаяся вниз по течению сила потока. Сортирующее действие препятствий	Подветренные стороны дюн, банки, отмели, намывные зыбью, защищенные участки
$T$	Застойная вода. Осаждение всей суспензии	Озера, заливы, внутренние моря, спокойные места в низинах, заливаемых приливами, природные береговые валы и глубоководные участки моря
$R+S$	Текущая вода с изменчивой скоростью	Русла потоков и рек, сильные морские течения и деятельность волн вблизи берегов, отмелей и утесов
$S+T$	Текущая вода со скоростью, варьирующей от нуля до умеренной	Прибрежные отложения, пески низин, заливаемых приливами, внутренние моря, эстуарии
$R+S+T$ С малым содержанием материала $T$	Текущая вода с варьирующей, преимущественно медленной скоростью	Большинство песков разнофацциальных типов
$R+S+T$	Текущая вода с сильно варьирующими скоростями	Речные отложения, элювий, конусы выноса, осыпи и грязевые потоки
$R+S+T$ С большим содержанием материала $T$	Текущая вода с варьирующими скоростями, из которых одна вариация преобладает	Во многих фацциальных обстановках

### *Использование коэффициента смещения для диагностики осадков.*

Данный метод, предложенный Л. Б. Рухиным, основан на определении средних размеров минералов легкой и тяжелой фракций песчаного осадка. В основе его лежит заключение о том, что в песке, перенесенном водой и ветром, относительная разница между размерами минералов легкой и тяжелой фракции, или величина смещения, должна быть различной, поскольку зерна песка испытывают разную потерю веса в воде и воздухе. Так, если отношение средних удельных весов для воздуха равно  $3,5 : 2,7 = 1,3$ , то для воды, вследствие уменьшения удельного веса на единицу, оно равно  $2,5 : 1,7 = 1,5$ . Поэтому в песках, переносимых водой, смещение размеров легких и тяжелых минералов должно быть больше, чем у песков, перенесенных ветром.

Мерой смещения может служить коэффициент смещения  $K_c = \frac{Md_l - Md_t}{Md_l}$ , где  $Md_l$  — медианный размер легкой;  $Md_t$  — тяжелой части песчаной породы.

Для отыскания величины  $Md_l$  и  $Md_t$  производят полный гранулометрический анализ, по результатам которого, построив кумулятивную кривую, определяют медиану  $Md$ . Величину  $Md$ , пренебрегая небольшой ошибкой, получающейся от присутствия тяжелых минералов, принимают за  $Md_l$ . Полученные ситовым анализом фракции разделяют в тяжелой жидкости и вычисляют вес тяжелых минералов в каждой фракции. Построив кумулятивную кривую для тяжелых минералов, получают  $Md_t$ .

Как показывают опыты, эоловые пески чаще всего характеризуются коэффициентом смещения, равным или меньшим 0,25—0,30; пески водного происхождения — равным или большим этой величины. Вместе с тем отклонения от указанного правила наблюдаются довольно часто [Логвиненко, 1948; Шванов, 1964], что объясняется слабой коррелятивной связью между удельным весом минералов и их распределением по гранулометрическим классам. Поэтому при регионально-литологических исследованиях, сравнивая водные и эоловые пески, различия в гранулометрическом составе слагающих их зерен легкой и тяжелой фракции лучше рассматривать как некоторую тенденцию, не задаваясь определенной числовой границей между ними, но признавая более вероятным эоловое происхождение за теми осадками, которые имеют меньший коэффициент смещения.

## § 7. Некоторые другие стороны применения гранулометрических данных

*Реконструкция параметров речного потока по ископаемому аллювию.* Для осадков, аллювиальное происхождение которых достаточно хорошо доказано, можно с известными допущениями произвести реконструкцию параметров речного потока, переносившего и отлагавшего осадочный материал, руководствуясь некоторыми положениями, известными из гидродинамики. Работы в этом направлении

начаты недавно, но уже первые опыты дали интересные результаты, открывающие перспективы решения многих задач палеогеографии и палеотектоники [Животовская и др., 1964].

Исходными данными для определения параметров потока — придонной скорости отложения  $v_{отл}$  и размыва  $v_{ср}$ , глубины потока  $H$  и средней скорости по вертикали его глубины — служат величины  $d_5$  и  $d$ ;  $d_5$  — диаметр частиц, относительно которых вес более крупных фракций составляет 5% и служит для определения максимальных срывающих скоростей  $v_{ср}$  и скоростей отложения  $v_{отл}$ ;  $d$  — средний размер, необходимый для расчета глубины и средней скорости потока.

Определение  $v_{отл}$  и  $v_{ср}$  производится по значению  $d_5$  с помощью диаграммы Хьюльстрема, показывающей значение указанных величин для частиц алеврито-песчано-галечной размерности (см. фиг. 1-III).

Зная  $v_{ср}$ , снятую с графика Хьюльстрема, а также  $d_5$  и  $d$ , полученные с помощью гранулометрического анализа, определяют глубину потока, используя формулу, приводимую В. Н. Гончаровым [1954],

$$v_{ср} = \left(6,8H \frac{d}{d_5}\right)^{0,2} \sqrt{\frac{\gamma_3 - \gamma(d + 0,0014)}{\gamma}}, \text{ м/сек},$$

где  $\gamma_3$  — удельный вес осадка;  $\gamma$  — удельный вес воды;  $H$  — глубина потока.

Приняв  $\gamma_3 = 2,75$  и  $\gamma = 1$ , получаем

$$H^{0,2} = \frac{v_{ср}}{6,8 \sqrt{1,75(d + 0,0014)}} \left(\frac{d_5}{d}\right)^{0,2}. \quad (1)$$

Поскольку пульсационные скорости у дна, определяющие взвешивание зерен, не равны средней скорости потока  $v$ , значение последней находим по найденным величинам  $v_{ср}$ ,  $d$  и  $H$ , следуя эмпирической формуле В. Н. Гончарова [1954],

$$v = 2,5v_{ср} \left(\frac{d}{H}\right)^{1/12}. \quad (2)$$

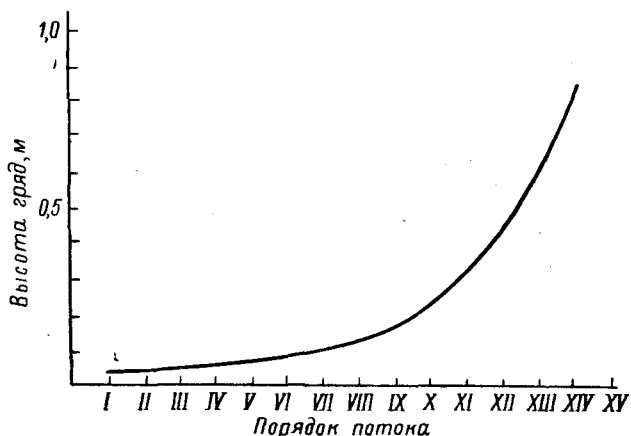
Правильность определения средней скорости  $v$  можно проверить, используя так называемый «универсальный критерий» А. Н. Япина [Животовская, 1964]

$$\beta = \frac{v}{\sqrt{gH}},$$

представляющий отношение средней скорости потока  $v$  к его волновой скорости  $\sqrt{gH}$ , где  $g$  — ускорение силы тяжести. Определенные величины  $\beta$  служат показателем грядового перемещения наносов. Для потоков с малыми глубинами грядовому движению отвечают значения  $\beta = 0,5 \div 1,0$ . При возрастании глубины до 10 м гряды формируются в более широком интервале  $\beta = 0,2 \div 1,0$ . Поскольку показателем грядового перемещения ископаемых наносов является

косая слоистость, проверка найденной величины  $v$  может производиться путем вычисления  $\beta$  и одновременного наблюдения над текстурами осадка. Если  $\beta$  меньше 0,2 или больше 1,0, в осадке не должна наблюдаться косая слоистость, и, наоборот, косослойчатые текстуры должны быть встречены в тех отложениях, для которых найденные величины  $\beta$ , в зависимости от глубины потока, равны 0,5—1,0 или 0,2—1,0.

*Определение общих гидрологических особенностей речной системы.*  
 Одним из методов определения общих гидрологических особенностей



ФИГ. 17-IV. ЗАВИСИМОСТЬ ВЫСОТЫ ПЕСЧАНЫХ ГРЯД ОТ ПОРЯДКА ПОТОКА [ПО РЖАНИЦЫНУ, 1960].

среды отложения является установление порядка потока, основанное на совместном изучении гранулометрического состава и косой слоистости.

Под порядком потока при этом, в соответствии с классификацией, принятой гидрологами, понимается его мощность, глубина, количество притоков и водосборная площадь. Так, по Н. А. Ржаницыну [1960], простые овраги, не имеющие притоков, относятся к потокам I порядка; р. Ока у г. Орла, например, представляет поток X порядка, р. Волга у слияния с Камой — поток XV порядка. Различные потоки отмечаются рядом признаков, в том числе и максимально возможными размерами формирующихся на дне песчаных гряд (фиг. 17-IV). Поэтому величины последних могут служить показателями порядка потока, что, по-видимому, одинаково справедливо как для современных, так и ископаемых осадков.

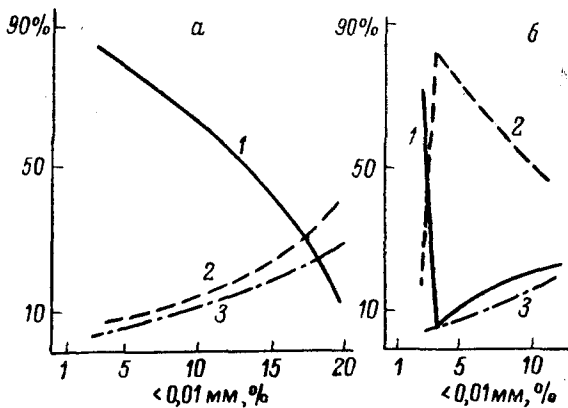
Реконструкция размеров песчаных гряд по гранулометрическому составу и косой слоистости ископаемого осадка была произведена И. А. Одесским [1964]. Используя известные из гидродинамики уравнения, приводимые В. Н. Гончаровым [1954], И. А. Одесский установил зависимость между максимально возможной в данном потоке

высотой песчаных гряд  $h_0$ , глубиной потока  $H$  и максимальным размером осадка  $d_5$

$$h_0 = \frac{0,5H}{\lg \frac{1,6H}{d_5}},$$

где  $H$  может быть найдена из приведенного выше уравнения (1). Поскольку отношение длины гряды к ее высоте для грядового режима является величиной постоянной, равной, как показывают эксперименты, 0,09, определяем длину гряды  $l$

$$l = \frac{h_0}{0,09}.$$



ФИГ. 18-IV. СРЕДНИЙ МЕХАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОСАДКОВ: *a* — УЧАСТКА МАТЕРИКОВОЙ ОТМЕЛИ С НОРМАЛЬНЫМ ХОДОМ МЕХАНИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ; *б* — МАТЕРИКОВОЙ ОТМЕЛИ С УЧАСТКАМИ РАЗМЫВА ДРЕВНИХ ПОРОД.  
Фракции 1 — 1,0—0,1; 2 — 0,1—0,05; 3 — 0,05—0,01 мм [Лавров, 1965].

После этого, произведя замеры углов наклона косо́й сло́йчатости, находим действительную высоту гряд для изучаемого осадка

$$h = \frac{0,11 \operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \alpha + 1},$$

где  $\alpha$  — угол наклона косо́й сло́йчатости. По величине  $h$  с помощью фиг. 17-IV определяем порядок потока.

А. И. Животовская рекомендует также вычислять уклон русла, используя известный закон Шези

$$v = c \sqrt{HJ},$$

откуда

$$J = \frac{v^2}{c^2 H},$$

где  $J$  — уклон реки;  $v$  — средняя скорость потока, находимая по приведенной выше формуле (2);  $H$  — глубина потока, определяемая по формуле (1);  $c$  — коэффициент шероховатости Шези, связанный со средней крупностью зерен  $d$ :

$$c = \frac{1}{\eta} \left( \frac{H}{d} \right)^{1/6},$$

где  $\eta = 0,03d^{1/6}$ .

Зная уклон  $J$  и средний размер  $d$ , можно определить коэффициент устойчивости речного русла  $K_y = d/J$  в разных участках реки, значение которого тем выше, чем лучше выработан профиль равновесия речного русла. У равнинных рек типа Волги, Дона, Невы коэффициент устойчивости в 5—10 раз выше по сравнению с предгорными реками типа Кубани или Терека [Великанов, 1949].

*Анализ зависимости между гранулометрическим составом и мощностью слоев.* Существование определенной зависимости между гранулометрическим составом и мощностью слоя терригенного осадка — явление широко распространенное. Конкретное выражение этой связи, а также степень ее проявления в осадках разного происхождения, очевидно, должно проявляться по-разному и может служить важным методом познания осадочных комплексов.

Наибольшая зависимость между мощностью слоя и его гранулометрией должна наблюдаться в слоях, отложенных за короткое время, «мгновенно» из осадка, мобилизованного эпизодически действующим источником — извержением вулкана, землетрясением и т. д., поскольку и размер транспортируемых обломков, и общее количество осадочного материала определяется активностью этого источника.

Имеющиеся, пока немногочисленные, работы подтверждают существование высокой связи между мощностью и гранулометрическим составом в быстро накапливавшихся слоях. Таковы наблюдения Тораринсона о параллельном изменении размера обломочных частиц в пирокластах, выброшенных Геклой в 1947 г., или данные Смита по лёссам штата Иллинойс [Рац, 1961].

М. В. Рац [1963] эмпирически обнаружил прямую, линейную в логарифмическом масштабе, связь между мощностью слоев первого элемента ритма и их гранулометрией в ордовикском флише Центрального Казахстана. Указанная зависимость, выраженная уравнением  $\lg M = 1,28 \lg d + 2,37$ , где  $M$  — мощность слоя,  $d$  — средний размер зерен, позволила установить определяющую роль мутьевых потоков в формировании первого элемента флишевых ритмов.

По-видимому, изучение связи между мощностью слоев осадочных пород и их гранулометрией является одним из способов распознавания пирокластических пород, отложений мутьевых потоков и некоторых эоловых осадков среди отложений иного генезиса, а также одним из методов изучения условий их накопления.

Связь рассматриваемых двух признаков должна проявляться также в осадках иного генезиса, слои которых формируются в течение

более или менее значительных промежутков времени. Однако характер этой связи, в зависимости от конкретных условий, может быть весьма разнообразным. Вопрос этот несомненно представляет большой интерес для палеогеографии и палеотектоники, и хотя специально обсуждался в литературе [Белоусов, 1952; Горецкий, Яншин, 1960], экспериментально совершенно не изучен.

*Выявление дополнительных локальных источников сноса по методу М. В. Кленовой.* Рассматриваемый метод предложен [Кленова, 1960] для обнаружения локальных участков сноса терригенного материала при исследовании современных морских осадков и заключается в изучении соотношений между количеством частиц меньше 0,01 мм и других более крупных фракций. Соотношение частиц разного размера показывается на графике, где по оси абсцисс наносится содержание частиц меньше 0,01 мм, а по оси ординат откладывается содержание других фракций.

В ходе нормальной механической дифференциации в направлении от берега в глубь бассейна происходит постепенное увеличение фракции  $< 0,01$  мм. Параллельно с этим увеличивается содержание алевритовых фракций, в то время как количество песчаной фракции плавно уменьшается, что находит отражение в плавном изгибе кривых на графике (фиг. 18-IV, а).

При наличии дополнительного источника осадочного материала, связанного с теми или иными причинами, в месте смешения осадков кривые, отражающие содержание каждой фракции, испытывают резкие изгибы (фиг. 18-IV, б).

Подобный метод используется при исследовании современных морских осадков для обнаружения участков размыва древних коренных пород [Лавров, 1965]. Он может быть использован также при изучении ископаемых осадков. Резкие изменения соотношений гранулометрических фракций в каком-либо слое, пласте или группе слоев могут быть связаны с деятельностью рек, морских течений, с локальным развитием продуктов береговой абразии или в результате проявления внутриформационных перерывов.

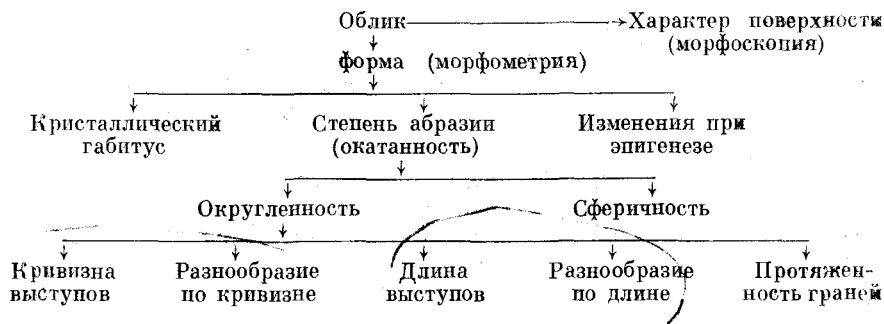
## МОРФОЛОГИЯ ПЕСЧАНЫХ ЧАСТИЦ

### § 1. Элементы морфологии обломочных зерен

Морфология обломочных частиц заключается в исследовании их облика, который определяется, с одной стороны, формой частицы, с другой — внешними особенностями ее поверхности. Изучение формы обычно называют морфометрией, изучение поверхности — морфоскопией. В задачу морфометрии входит анализ двух сторон, определяющих форму обломочной частицы — исходного кристаллического габитуса, зависящего от условий кристаллизации минерала в материнской породе, и степени изменения формы в результате абразии частиц при седиментогенезе, а также в процессе эпигенеза.

Изучение первоначального кристаллического габитуса не всегда возможно из-за раздробления зерен, истирания выступов и граней в ходе седиментации. Также не всегда в облике зерен получают отображение явления эпигенеза, вследствие чего на практике в большинстве случаев приходится ограничиваться определением степени абразии обломков или степени их окатанности. Последняя может быть определена двумя сравнительно независимыми параметрами — величиной сферичности, или степенью приближения частицы к форме шара, и величиной округленности, полной мерой которой служит кривизна углов на выступах зерен, длина выступов, их разнообразие по кривизне и длине и прямолинейность граней. Соотношение рассмотренных морфологических элементов показано на нижеприведенной схеме.

Следует отметить, что при морфологическом исследовании изучается внешний облик зерен. Анализ включений, трещиноватости, цвета, прозрачности и других признаков типоморфизма минералов является частью минералогического исследования и не относится, строго говоря, к задачам собственно морфологического анализа.



## § 2. Способы определения формы частиц

*Визуальные оценки.* Первые описания формы обломочных частиц, произведенные Сорби [Sorby, 1880] и Шерцером [Sherzer, 1910], были чисто качественными. Мекки [Masky, 1899] впервые предложил количественную меру, основанную на визуальной оценке формы обломков по трехбалльной шкале. Округлые частицы в шкале Мекки получали балл, равный 3, полуугловатые — 2 и угловатые — 1. Классифицируя зерна по степени окатанности и умножая число зерен каждого типа на соответствующий балл, Мекки получал среднюю числовую характеристику окатанности зерен каждого минерала, после чего вычислял среднюю характеристику формы всех минералов в образце.

Рассел и Тейлор [Russel, Taylor, 1937] для визуальной оценки степени окатанности песчаных зерен предложили пятибалльную шкалу и способ расчета, близкий к способу Мекки, которые, с некоторыми изменениями, получили широкое применение у нас, в особенности для исследования грубых обломков. При оценке формы по пятибалльной шкале совершенно неокатанные зерна с острыми краями обозначаются баллом 0, вполне сохранившие первоначальную форму и обладающие лишь слегка сглаженными ребрами — баллом 1, обломки со сглаженными углами, но еще заметными прямолинейными гранями, — баллом 2, хорошо окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной огранки — баллом 3 и идеально окатанные — баллом 4.

Для определения средней окатанности в одном образце под микроскопом оценивают окатанность 50—100 зерен и вычисляют коэффициент окатанности

$$K_0 = \frac{0n_0 + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{\sum n} \cdot 25\%,$$

где 0, 1, ..., 4 — баллы окатанности;  $n_0, n_1, \dots, n_4$  — число зерен, обладающих соответствующим баллом. Порода, целиком сложенная зернами нулевого балла, имеет  $K_0 = 0$ , сложенная обломками четвертого балла, имеет  $K_0 = 100\%$ . Для глазомерной оценки формы

зерен Л. Б. Рухин [1961] рекомендует использовать трафареты, представляющие собой силуэты зерен каждого балла (фиг. 1-V).

Эйзеле [Eisele, 1957], выделивший также пять типов стандартных форм зерен по количеству углов, характеру их закруглений и т. п., прибегает к иному способу выражения результатов анализа. Коэффициент формы, по Эйзеле, вычисляется по формуле

$$\beta = \frac{V + IV + 0,5III}{0,5III + II + I},$$

где I, II, ..., V — число зерен первого, второго и т. д. типов.



ФИГ. 1-4. ШКАЛА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОКАТАННОСТИ ОБЛОМКОВ.  
 0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности [Рухин, 1961].

Календер и Фолк [Callender, Folk, 1958], исследовавшие форму зерен циркона, нашли возможным выделить также пять стандартных типов формы, однако учитывали при этом не только степень сглаженности углов, т. е. окатанность, связанную с процессами транспортировки, как в других стандартных шкалах, но и степень идиоморфизма зерен, обусловленную их первичной формой в материнских породах. Ими были выделены: 1) идиоморфные кристаллы с хорошо выраженными гранями, без следов окатанности, 2) гипидиоморфные зерна с хорошо выраженными гранями и слегка закругленными углами, 3) ксеноморфные, почти окатанные зерна, 4) ксеноморфные окатанные зерна, 5) ксеноморфные угловатые обломки.

Результаты визуальной оценки и подсчета зерен, принадлежащих к каждому классу, изображаются на треугольной диаграмме, вершины которой отвечают 100%-ному содержанию зерен: 1) идиоморфных и гипидиоморфных, 2) ксеноморфных окатанных и почти окатанных, 3) ксеноморфных угловатых. Указанный способ морфометрической

оценки удобен для характеристики многих минералов тяжелой фракции — циркона, рутила, турмалина, граната, представленных часто целыми, в различной степени окатанными кристаллами. Он теряет смысл при изучении обломочного кварца и полевых шпатов, представляющих собой, как правило, обломки более крупных кристаллов, для которых лучше использовать рассмотренные выше способы оценки окатанности по пятибалльной или трехбалльной шкале.

*Количественные оценки формы в плоскости проекции.* Количественные оценки, основанные на измерении формы песчаных зерен в плоскости проекции, можно подразделить на три группы. К первой группе следует отнести способы, характеризующие форму зерен одним коэффициентом, отражающим как первоначальную форму, так и степень последующей абразии частиц. Ко второй группе относятся способы, отражающие два признака обломочных частиц — их сферичность, зависящую главным образом от их исходной формы, и округленность, служащую мерой абразии обломков. К третьей группе следует отнести методы оценки изменения формы частиц в процессе эпигенеза.

Первым из предложенных коэффициентов, относящихся к первой группе, является коэффициент Пентланда [Pentland, 1927], представляющий собой отношение площади проекции зерна  $A$  к площади круга с диаметром, равным максимальной его длине  $Ad$ , т. е.  $P = \frac{A}{Ad}$ . Измерение площади Пентланд предложил производить на зарисовке видимого под микроскопом контура, получаемой с помощью рисовального аппарата.

Т. А. Лапинская [1947], внося некоторые изменения в коэффициент Пентланда, в частности, заменив максимальную длину обломка диаметром описанного круга, предложила также заменить площади изображений и описанных вокруг них окружностей их весами. Для вычисления коэффициента формы частицы зарисовываются на бумаге, и вокруг них описываются окружности, после чего вырезаются и взвешиваются сначала окружности, а затем изображения зерен. Отношение суммарного веса тех и других принимается за характеристику формы.

Кокс [Cox, 1927] рекомендовал производить измерение периметра и площади зерен на увеличенных фотографиях или на экране, куда отбрасываются изображения зерен. За характеристику формы им принято отношение  $K = \frac{4\pi s}{p^2}$ , где  $s$  — площадь проекции зерна;  $p$  — его периметр.

В 1931 г. Тестер [Tester, 1931] предложил вычислять степень отклонения формы зерен от первоначальной формы кристаллов, для чего зерна зарисовывают на бумаге и наиболее плоские стороны продлевают в виде прямых линий до пересечения их между собой (фиг. 2-V). Показателем степени отклонения служит отношение

$$T = \frac{1}{4} \cdot \left( \frac{AB - aa'}{AB} + \frac{CB - bb'}{CB} + \frac{CD - cc'}{CD} + \frac{DA - dd'}{DA} \right) \cdot 100\%$$

где отрезки  $aa'$ ,  $bb'$ ,  $cc'$ ,  $dd'$  представляют необродированные прямолинейные участки, а  $AB$ ,  $BC$ ,  $CD$  и  $DA$  — реконструированные участки первоначального контура зерна. Величина  $T$  выражается в процентах и для угловатых зерен равна 0—20%, для округлых 80—100%.

Недостатком рассмотренных коэффициентов является их зависимость не только от степени абразии частицы, но и от первоначального габитуса кристаллов, вследствие чего генетический смысл тех или иных значений коэффициентов, как правило, не может быть истолкован однозначно.

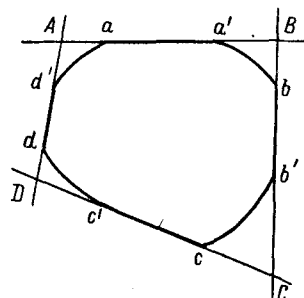
Первым, кто разграничил понятие о первоначальной форме частицы и степени ее округленности, был Ваделл. В начале 30-х годов он публикует серию исследований формы обломков [Wadell, 1932, 1933, 1935], где дает теоретическое обоснование предложенным им способам оценки формы и разрабатывает измерительную сторону проблемы. Ваделл отмечает, что зерно может быть сферичным, но полностью угловатым, например, пентагон-додекаэдр, или далеким от сферичности, но весьма округленным, например, цилиндр. Сферичность во многом зависит от первоначальной формы зерна, округленность определяется главным образом процессами транспортирования, вследствие чего каждый из этих параметров следует определять отдельно.

Для оценки округленности Ваделл предложил определять степень сглаженности выступов на контуре зерна, мерой которой служит коэффициент округленности. Последний в форме, принятой Ваделлом, равен

$$P_w = \frac{\sum \frac{r_i}{R}}{N},$$

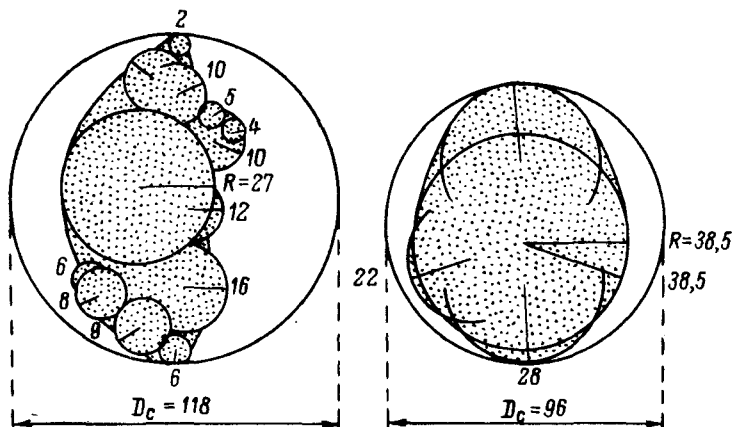
где  $R$  — радиус круга, вписанного в контур зерна;  $r_i$  — радиусы закруглений на контуре частицы, имеющие кривизну, меньшую, чем величина  $R$ , и  $N$  — число измерений. Измерения  $R$  и  $r_i$  Ваделл производил на зарисовках зерен, полученных с помощью рисовального аппарата (фиг. 3-V). Наиболее удобным размером зарисовок зерен Ваделл считает 6—7 см; измерения ведутся трафаретом из концентрических окружностей, диаметром от 4 до 70—80 см, вычерченных на кальке.

Коэффициент округленности Ваделла получил широкую известность, и дальнейшие усовершенствования по количественной оценке округленности ограничивались по существу предложениями по упрощению методики Ваделла и сокращению времени, затрачиваемого на измерения и вычислительную работу. В качестве меры округленности чаще всего применяют видоизмененный коэффициент Ваделла



ФИГ. 2-V. ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА  $T$  [TESTER, 1931].

$Q = \frac{\sum r_i}{RN}$ , а измерения радиусов кривизны выступов производят не на зарисовках, а непосредственно под микроскопом с помощью линейки, помещаемой в верхнюю часть тубуса или в окуляр [Robson, 1958; Вистелиус, 1960; Шванов, Пискижев, 1961].



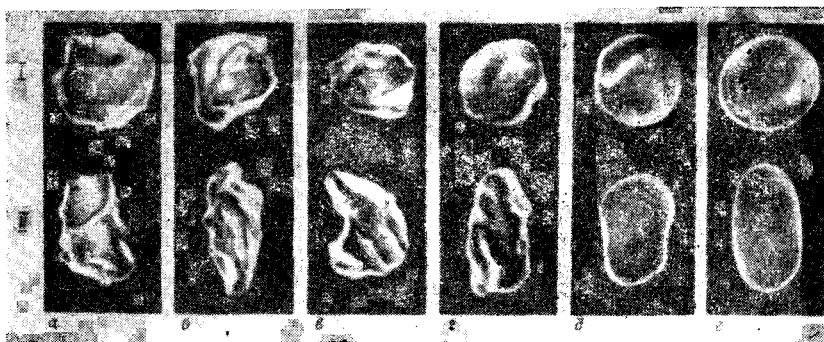
ФИГ. 3-У. ИЗМЕРЕНИЕ РАДИУСА КРИВИЗНЫ УГЛОВ И ВПИСАННОЙ ОКРУЖНОСТИ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ОКРУГЛЕННОСТИ ВАДЕЛЛА [WADELL, 1935].

Рассел и Тейлор [Russell, Taylor, 1937] предложили производить визуальную оценку округленности, выражаемую в единицах, получаемых при использовании метода Ваделла. Значения коэффициента округленности для различных визуально округленных, почти угловатых, почти окатанных, окатанных и весьма окатанных зерен, установленных указанными авторами, приведены в табл. 1-V. Весьма близка к шкале Рассела и Тейлора приведенная в той же таблице шкала округленности Петтиджона [Pettijohn, 1949]. В таблице приведена также более поздняя шкала, предложенная для визуальной

Таблица 1-V  
ШКАЛЫ ВИЗУАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ОКРУГЛЕННОСТИ ОБЛОМКОВ  
В ЗНАЧЕНИЯХ КОЭФФИЦИЕНТА ОКРУГЛЕННОСТИ ВАДЕЛЛА

Округленность	По Расселу и Тейлору	По Петтиджону	По Пауэрсу
Весьма угловатые . . . . .	—	—	0,12—0,17
Угловатые . . . . .	0,00—0,15	0,00—0,15	0,17—0,25
Почти угловатые . . . . .	0,15—0,30	0,15—0,25	0,25—0,35
Почти окатанные . . . . .	0,30—0,50	0,25—0,40	0,35—0,50
Окатанные . . . . .	0,50—0,70	0,40—0,60	0,50—0,70
Весьма окатанные . . . . .	0,70—1,00	0,60—1,00	0,70—1,00

оценки округленности в единицах коэффициента Ваделла Пауэрсом [Powers, 1953], достоинством которой является постоянство отношений величин, ограничивающих классы, равное 1,4, а также наличие

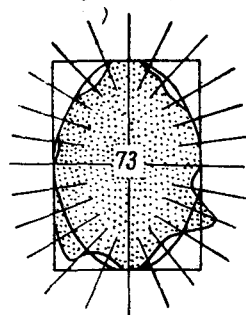


ФИГ. 4-V. ТРАФАРЕТ ПАУЭРСА ДЛЯ ВИЗУАЛЬНОЙ ОЦЕНКИ ОКРУГЛЕННОСТИ ПЕСЧАНЫХ ЗЕРЕН, ВЫРАЖЕННОЙ В ЗНАЧЕНИЯХ КОЭФФИЦИЕНТА ВАДЕЛЛА (СМ. ТАБЛ. 1-V) [POWERS, 1953].

I — сферические; II — несферические; а — весьма угловатые; б — угловатые; в — почти угловатые; г — почти окатанные; д — окатанные; е — весьма окатанные.

трафарета, облегчающего отнесение зерен к определенному классу округленности (фиг. 4-V).

Принципиально иной способ оценки округленности обломков, предложенный А. Б. Вистелиусом [1954], основан на учете длины выступов на контуре зерна и близости последнего к плавному контуру эллипса. Измерение степени округленности, названной коэффициентом эллиптичности  $E$ , производится на экране, куда отбрасывается изображение зерна, лежащего на плоскости максимальной проекции. К контуру частицы подбирается эллипс, так чтобы его оси совпали с минимальными и максимальными поперечниками зерна, и затем через равные расстояния восстанавливаются перпендикуляры к касательным эллипса (фиг. 5-V). Коэффициент  $E$  представляет собой сумму расстояний, замеренных по перпендикулярам между контуром частицы и контуром эллипса. Большая чувствительность коэффициента  $E$  по сравнению с коэффициентом округленности Ваделла осталась недоказанной, так как способ А. Б. Вистелиуса другими авторами не применялся. Интересно, что сам автор в одной из последних работ [Вистелиус, Демина, 1963] также этот способ не применяет, а использует коэффициент округленности Ваделла.



Фиг. 5-V. ИЗМЕРЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА  $E$  С ПОМОЩЬЮ ЭЛЛИПСА [ВИСТЕЛИУС, 1954].

Второй характеристикой частицы, предложенной Ваделлом, является мера ее сферичности  $\psi_w = \frac{s}{S}$ , где  $s$  — площадь поверхности сферы того же объема, что и измеряемая частица;  $S$  — площадь поверхности измеряемой частицы. Так как поверхность частицы измерить практически невозможно, Ваделл предложил две приближительные ее оценки, одна из которых названа оперативной сферичностью  $\Phi'_w = \frac{\delta}{\Delta}$  ( $\delta$  — диаметр сферы, равной по объему измеряемой частице,  $\Delta$  — диаметр сферы, описанной вокруг частицы), другая — проекционной сферичностью  $\Phi_w = \frac{d}{D}$  ( $d$  — диаметр круга, равного по площади изображению частицы;  $D$  — диаметр описанного круга).

Практически для зерен, исследуемых под микроскопом, задача сводится к определению проекционной сферичности путем измерения площадей палеткой на зарисовках зерен. Проекционная сферичность  $\Phi$  для изометричных тел близка к истинной сферичности  $\psi$  (табл. 2-V) и тем больше отличается от нее, чем менее изометрично тело (цилиндр, пластина).

Таблица 2-V

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ИСТИННОЙ  $\psi_w$  И ПРОЕКЦИОННОЙ  $\Phi_w$  СФЕРИЧНОСТИ ВАДЕЛЛА, ПРОЕКЦИОННОЙ СФЕРИЧНОСТИ РИЛЕЯ  $\psi_r$  И ПИЕВ  $\psi_p$  ДЛЯ ПРАВИЛЬНЫХ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ФИГУР (В ПЛОСКОСТИ МАКСИМАЛЬНОЙ ПРОЕКЦИИ)

Геометрическая фигура	Размеры	Объем	$\psi_w$	$\Phi_w$	$\psi_r$	$\psi_p$
Сфера . . . . .	$d = 2,48$	8	1,00	1,00	1,00	1,00
Куб . . . . .	$2 \times 2 \times 2$	8	0,80	0,79	0,84	1,00
Параллелепипед . . . . .	$4 \times 2 \times 1$	8	0,69	0,71	0,68	0,71
Параллелепипед . . . . .	$8 \times 2 \times 0,5$	8	0,46	0,54	0,49	0,50

Рилей [Riley, 1941] упростил определение сферичности, предложив в качестве меры проекционной сферичности  $\psi_r = \sqrt{\frac{d}{D}}$ , где  $d$  — диаметр вписанного, а  $D$  — диаметр описанного круга для частицы, лежащей на плоскости максимальной проекции. Еще более упрощенный способ рекомендован Пиями [Pye, Pye, 1943], которыми проекционная сферичность определяется как квадратный корень из отношения короткой  $b$  и длинной  $a$  осей зерна, лежащего на плоскости максимальной проекции  $\psi_p = \sqrt{\frac{b}{a}}$ .

Коэффициенты проекционной сферичности Ваделла  $\Phi_w$ , Рилей  $\psi_r$  и Пиев  $\psi_p$  близки между собой, как это видно из табл. 2-V, где ими охарактеризованы правильные геометрические фигуры, а также из сравнений этих коэффициентов на естественных образцах, произведенных Рилеем, а также В. Н. Швановым, А. Б. Марковым [1963].

Для естественных образцов  $\Phi_w \sim \psi_r \sim 0,96\psi_p$  линейный коэффициент корреляции для пары  $\Phi_w - \psi_r$  равен  $+0,94$ , для  $\psi_r - \psi_p$   $+0,73$ . Высокая связь между тремя коэффициентами делает возможным замену любого из них двумя другими, в частности, замену трудно вычисляемого коэффициента  $\Phi_w$  коэффициентом  $\psi_r$  или  $\psi_p$ , отыскание которых при использовании линейки с окружностями, вмонтированной в окуляр микроскопа, производится очень быстро. Еще более простым способом определения сферичности является ее визуальная оценка с использованием графаретов. Подобный графарет, рассчитанный в значениях коэффициента проекционной сферичности Ваделла, предложен Риттенхаузом [Rittenhouse, 1943], и дает возможность вести определения с точностью до  $0,02$ .

Заканчивая описание коэффициентов округленности и сферичности, следует отметить, что они слабо связаны между собой. По расчетам А. Б. Вистелиуса [1960], использовавшего данные Рассела и Тейлора по аллювию р. Миссисипи, коэффициент корреляции между  $P_w$  и  $\Phi_w$  равен  $+0,33$ , по расчетам В. Н. Шванова и А. Б. Маркова, связь между  $Q$  и  $\psi_r$  равна всего  $+0,10$ , что говорит об относительной независимости параметров, характеризующих сферичность и округленность частиц.

В процессе эпигенеза, в особенности в стадии глубинного эпигенеза (метагенеза) происходит изменение формы зерен и развитие взаимопроникающих контактов между ними — так называемых гранобластовых структур. Количественная оценка удельной протяженности контактов между зернами может служить показателем интенсивности эпигенетического преобразования породы. В качестве показателя протяженности контактов, зависящей от формы зерен, О. А. Черниковым [1964, 1965] был предложен коэффициент, названный им коэффициентом метаморфичности  $C = 0,392 \bar{n}d$ , где  $\bar{n}$  — среднее количество пересечений контактов, приходящихся на единицу длины линейки окулярмикрометра;  $d$  — средний размер зерен породы в шлифе.

*Трехмерные оценки формы зерен.* Трехмерные измерения применяются главным образом для грубых обломков; для частиц песчаной размерности они ограничены в связи с трудностями измерения короткой оси частицы, располагающейся обычно перпендикулярно к наблюдаемой под микроскопом плоскости свободно лежащего зерна. Тем не менее, в литературе имеются рекомендации по оценке формы песчаных частиц в трех измерениях. И. А. Преображенский [1940] рекомендует измерять короткую ось при большом увеличении микроскопа, последовательно фокусируя его на верхнюю точку зерна, а затем на плоскость, на которой лежит зерно. Другой способ, рекомендованный И. А. Преображенским, заключается в том, что зерно приклеивается на конец иглы, игла кладется горизонтально и с помощью окуляр-микрометра измеряется диаметр, параллельный длине иглы.

Пламлей [Plumley, 1948] приклеивал зерна к предметному стеклу и, ставя его вертикально, измерял высоту зерен. Хьюит [Huit,

1954] для определения высоты вместе с зернами помещал на предметное стекло отрезки калиброванной проволоки, затем неравномерным освещением получал тени от зерен и проволоки и, фотографируя их, по длине теней на фотографии оценивал высоту песчинок. Ашенбрэннер [Aschenbrenner, 1955] применял фотографический метод определения высоты зерен, основанный на стереоскопическом эффекте, получаемом при рассмотрении двух фотографий одного и того же препарата, сдвинутых в горизонтальной плоскости на определенную известную величину.

К рассматриваемой группе методов принадлежит также метод А. А. Глаголева [1950], основанный на измерении двух поперечников сечений зерен в шлифах. В случае отсутствия ориентировки частиц в породе измерения большего и меньшего поперечника сечений дают возможность получить некоторую результирующую совокупность сечений, зависящую от соотношения длинной, короткой и средней осей зерен. Путем несложных геометрических построений, описанных в работе А. А. Глаголева, можно установить как среднее отношение трех осей, характерное для зерен, так и определить их абсолютные средние размеры.

Имея значения трех поперечников зерен, можно, вообще говоря, для характеристики формы использовать любой из многочисленных коэффициентов, предложенных различными авторами для обломочных, преимущественно галечных частиц. Сводка их [Flemming, 1965] с некоторыми дополнениями приводится в табл. 3-V и 4-V.

Таблица 3-V

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОТНОШЕНИЙ ОСЕЙ ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ

Автор	a/b	a/c	b/a	b/c	c/a	c/b
Цинг (1935) . . . . .			×			×
Хейвуд (1937) . . . . .			×	×		
Позер (1952) . . . . .	×		×			×
Вальтон (1955) . . . . .						×
Люттиг (1956) . . . . .	×	×				
Вальтц (1959) . . . . .		×		×		
Вленк (1960) . . . . .					×	×

Указанные коэффициенты для характеристики песчаных частиц почти не применялись, если не считать нескольких работ [Aschenbrenner, 1955; Curragy, Griffiths, 1955] методического характера, и поэтому отражают скорее некоторое геометрическое свойство частиц, чем их геологическое содержание. Геологическое значение указанных коэффициентов для песчаных частиц, а следовательно, и преимущества трехмерной оценки по сравнению с двухмерной, учитывая трудность определения трех поперечников зерен, остаются неясными.

КОЭФФИЦИЕНТЫ, ХАРАКТЕРИЗУЮЩИЕ ФОРМУ  
ЧЕРЕЗ ВЕЛИЧИНЫ ОСЕЙ ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ

Коэффициент	Автор	Коэффициент	Автор
$a+b+c$	Вентворс (1922)	$(a-c)/(a+b+c)$	Вассоевич (1958)
$(a+b)/c$	Вентворс (1922)	$b/c - a/b - 2$	Вассоевич (1958)
$(a+c)/b$	Вентворс (1922)	$ac/b^2$	Ашленбреннер (1956)
$abc$	Крумбейн (1942)	$(b+c)/a$	Нид и Фолк (1958)
$bc/a^2$	Крумбейн (1942)	$(a-b)/(b-c)$	Нид и Фолк (1958)
$ab/c^2$	Карей (1949)		

Также неясно геологическое значение коэффициента формы, предложенного в 1940 г. И. А. Преображенским, и впоследствии не применявшегося:

$$K = 1 - \frac{\sum \left( \frac{D-d}{N} \right)}{N},$$

где  $N$  — число углов;  $d$  — диаметр кривизны угла;  $D$  — диаметры частиц, определяемые в трех взаимно перпендикулярных сечениях.

*Исследования формы с помощью наклонных плоскостей.* В 1927 г. Ламаром [Lamar, 1927] была впервые высказана мысль о возможности косвенного определения формы по длине пробега зерна, скатывающегося по наклонной плоскости. Эта идея была использована Крыговским [Krygowski, 1937], применившим для разделения частиц по форме прибор, состоящий из наклонной плоскости и устройства для регулирования ее наклона. Усовершенствованная модель этого прибора [Krygowski, Krygowski, 1965] позволяет выделять до 15 фракций песка, после чего вычисляются коэффициенты, характеризующие степень абразии частиц.

Наклонные плоскости для установления степени абразии частиц использовались также И. А. Преображенским [1940], Е. В. Рухиной и др. [1962], Глезеном и Людвигом [Glezen, Ludwick, 1963]. Е. В. Рухина и др. [1962] для разделения частиц по форме использовали вибросепаратор конструкции Д. А. Плисса, представляющий собой наклонную вогнутую плоскость, приводимую в движение вибратором. Траектории частиц песка, движущихся по наклонной плоскости под действием вибрации, зависят от их формы, главным образом от степени абразии, вследствие чего они попадают в различные улавливатели, размещенные по краям плоскости. Проведение анализа, занимающего не более 25—30 мин, позволяет установить среднюю относительную величину абразии и степень однообразия породы по форме обломков.

Несомненным достоинством методов механического разделения зерен по форме на наклонных поверхностях является их меньшая

трудоемкость и возможность проанализировать в короткий срок значительно ббльшие объемы породы, чем при измерении отдельных зерен. Однако механическое разделение не может заменить точную качественную и количественную оценку формы частиц. Как было показано И. А. Преображенским [1940], с помощью механического анализа можно получить лишь приблизительное представление о форме обломков, так как в одну и ту же фракцию могут попасть как округленные анизометричные, так и неокругленные изометричные зерна. Раздельная оценка степени округленности, сферичности и других признаков зерен при механическом разделении не может быть произведена. Вторым недостатком механического метода является практическая невозможность стандартизации условий анализа в разных лабораториях, а нередко и в одной лаборатории, вследствие чего анализы, сделанные в разных местах и в разное время, практически не могут быть сопоставлены между собой.

*Техника морфометрического анализа.* Полный морфологический анализ может быть применен к рыхлым породам, а также цементированным, которые могут быть дезинтегрированы без раздробления зерен одним из способов, описанных в гл. IV. Однако после дезинтеграции нередко на зернах породообразующих и аксессуарных минералов могут сохраняться железистые, железисто-глинистые и глинистые пленки, затрудняющие изучение их формы и поверхности. Удаление пленок можно производить кипячением порошка в 10—20%-ной HCl, однако при этом может произойти растворение многих минералов. Поэтому для удаления пленок предложены другие способы — обработка H<sub>2</sub>S и 5%-ной HCl, сернистой аммонией и уксусной кислотой, поваренной солью и дистиллированной водой (для удаления глинистых пленок).

Н. В. Логвиненко [1967] наиболее эффективной считает обработку щавелевой кислотой в присутствии металлического алюминия. В стеклянный сосуд помещают порошок, куда заливают 5%-ный раствор щавелевой кислоты из расчета 200 см<sup>3</sup> на 10 г породы и опускают алюминиевую трубку или бюкс. При кипячении, которое длится 15—20 мин, происходит растворение железистых пленок и осаждение на поверхности алюминия щавелевокислого железа.

Исследование формы частиц следует производить в пределах какой-то одной, по возможности, узкой гранулометрической фракции, поэтому морфометрическому анализу должен предшествовать анализ гранулометрический. При выборе фракции следует учитывать, что нижний предел окатанности равен 0,05 мм для золотых песков и, по-видимому, 0,10—0,15 для водных песков. С увеличением размеров, как показано ниже, окатанность возрастает, достигая максимальной для зерен 0,7 мм. Обычно в морфометрии используются фракции в диапазоне от 0,15 до 0,30 мм: 0,147—0,201 [Russel, Taylor, 1937]; 0,124—0,175 [Pettijohn, Lundahl, 1943]; 0,175—0,208 [Wasikom, 1958]; 0,21—0,29 [Вистелиус, Демина, 1963]; 0,20—0,31 [Шванов, Марков, 1963]. Лучше всего, если исследуемые фракции в данной серии образцов принадлежат к однотипным по гранулометриче-

скому составу породам, так как в разных породах, даже расположенных рядом в одном и том же обнажении, например, в песчаниках, глинистых песчаниках и песчаных глинах, одинаковые по размеру зерна могут обладать различной окатанностью [Луцицкий, 1947].

Выбор способа оценки формы зерен определяется, очевидно, задачей исследования и теми возможностями, которые при этом представляются. В настоящее время установлено, что при изучении породообразующих минералов — кварца и полевых шпатов — наиболее полная характеристика формы зерен может быть получена путем изучения округленности, являющейся главным признаком, в наибольшей степени зависящим от среды отложения, и сферичности, в основном зависящей от первоначальной формы зерен. Поиски оптимального решения в выборе коэффициентов, которые бы



Фиг. 6-V. ЛИНЕЙКА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ РАДИУСОВ ОКРУЖНОСТЕЙ ПОД МИКРОСКОПОМ.

с достаточной полнотой отображали два указанных признака обломочных частиц и в то же время не требовали бы чрезмерно больших затрат времени, заставили автора остановиться на коэффициенте округленности Ваделла  $Q = \frac{\sum r_i}{NR}$  и коэффициенте сферичности Рилея  $\psi_r = \sqrt{\frac{\bar{a}}{D}}$ , которые чаще всего и применяются при точной количественной оценке формы частиц [Russel, Taylor, 1937; Pettijohn, Lundahl, 1943; Дюфур, 1956; Вистелиус, Демина, 1963; Шванов, Марков, 1963 и др].

Измерения зерен для получения коэффициентов округленности и сферичности производят под микроскопом по одному минералу, обычно по кварцу, используя при величине зерен от 0,15 до 0,30 мм  $20\times$  и  $40\times$  объективы. Измерения следует производить с помощью линейки с нанесенными на ней окружностями. Автором была применена линейка, представляющая собой стеклянную пластинку размером  $65 \times 10$  мм с нанесенными на ней окружностями диаметром от 0,25 до 4 условных единиц (фиг. 6-V), цена которых, очевидно, зависит от объектива. Линейка монтировалась в измерительный окуляр ШИО-8 $\times$ , прилагаемый к микроскопу МП-6. Время измерения 50—60 зерен для получения коэффициентов округленности Ваделла и сферичности Рилея составляло 1 ч, средняя квадратическая ошибка нескольких измерений, произведенных разными лицами — 12—15% [Шванов, Пискижев, 1961],

Измерения ведутся в рыхлых препаратах, помещенных на предметное стекло так, чтобы зерна не соприкасались между собой, но, очевидно, могут производиться и в шлифах. В последнем случае

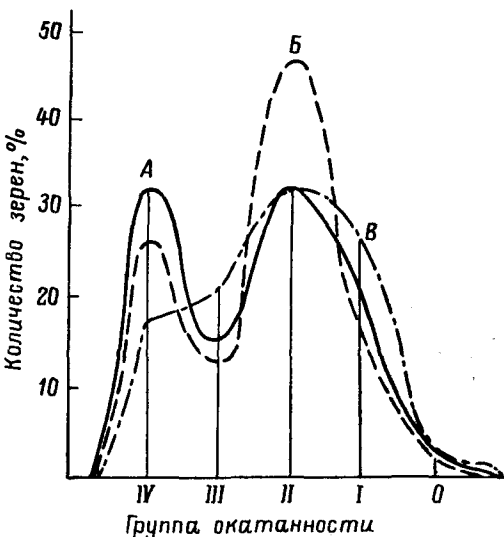
результаты должны быть выше тех, которые получаются в свободных препаратах, поскольку в формуле округленности Ваделла в знаменателе находится радиус вписанной окружности, величина которого в случайном срезе, как правило, меньше действительной. Вопрос о соотношении результатов измерений формы в шлифах и в рыхлых препаратах в настоящее время не исследован.

Необходимо заметить, что округленность, вычисляемая по методу Ваделла, даже для свободных зерен не вполне независима от формы. При одной и той же кривизне углов у пластины и у квадрата значения округленности различны, поскольку у них различны радиусы вписанного круга, входящие в формулу. Поэтому проекционная округленность, так же как и проекционная сферичность, не равна общей трехмерной округленности и сферичности.

Вопрос о целесообразности замены измерений зерен в плоскости проекции трехмерными оценками остается открытым. Хотя трехмерные оценки и были использованы в некоторых работах [Currey, Griffiths, 1955], последние не содержали сравнительной характеристики проекционной и объемной морфометрии, и потому не показали, оправдана ли потеря времени, необходимого для получения трехмерных характеристик, теми результатами, которые при этом получаются, и не могут ли они быть заменены без ущерба двухмерными характеристиками?

Способ определения проекционной округленности и сферичности может быть ускорен путем визуальной оценки этих характеристик с использованием рассмотренных выше стандартных шкал Рассела и Тейлора или Пауэрса. Еще лучше при исследовании, измерив величины нескольких десятков зерен методом Ваделла и Рилея, использовать эти зерна в качестве трафаретов для визуальной оценки. Как отмечает Фолк [Folk, 1955], ошибка, допускаемая в этом случае, не превышает 10%. Подобный «комбинированный» способ с успехом был применен рядом исследователей [Russel, Taylor, 1937; Beal, Shepard, 1956; Waskom, 1958]. Упрощенными, «суррогатными» методами являются способы визуальной оценки окатанности песчаных зерен по пятибалльной и трехбалльной шкалам, а также механические методы разделения зерен по форме с помощью наклонных поверхностей. Тем не менее, их использование оказалось в ряде случаев весьма эффективным средством познания особенностей осадочного процесса [Прохорова, 1950; Кравченко, 1955; Ульст, 1965, и др.]. Особенно важное значение приобретает визуальное исследование формы при анализе минералов, дающих четкие кристаллографические очертания, таких как циркон, гранат, турмалин, рутил и другие, для которых определение степени окатанности является только одной из сторон их исследования. Значительно большее значение для этих минералов имеет оценка степени их идиоморфизма, кристаллического габитуса, числа и расположения граней и т. д., что может быть достигнуто тщательным изучением их под микроскопом с последующей классификацией признаков по методу, подобному тому, который был применен Каллендером и Фолком.

Значение точных количественных характеристик формы зерна состоит также в том, что с их помощью может быть установлено распределение исследуемых признаков в том или ином образце породы или серии образцов. Для этого данные измерений 30—50 зерен, которыми обычно ограничиваются при исследовании одного образца, разбивают на классы, так чтобы количество классов было не менее 6, а количество наблюдений в каждом классе — не менее 4—5. При исследовании округленности удобно использовать классы, равные 0,05, которые в интервале возможных значений коэффициента округленности равны 0,15—0,20, 0,20—0,25, . . . , 0,60—0,65 и 0,65—0,70. При анализе сферичности, характеризующейся меньшим разнообразием, удобно выбирать классы, равные 0,03 или 0,02—0,70—0,72; 0,72—0,74, . . . , 0,86—0,88; 0,88—0,90. Выбор величины классов, очевидно, зависит от степени разброса индивидуальных замеров и от общего числа наблюдений. Результаты замеров, сгруппированные в классы, можно представлять графически в виде треугольных диаграмм, гистограмм, кривых распределения (фиг. 7-V) или вычислять статистические коэффициенты — средние, стандартное отклонение, коэффициент вариации, асимметрию, эксцесс и другие характеристики, используемые при статистической обработке данных.



ФИГ. 7-V. КРИВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ОКРУГЛЕННОСТИ ЗЕРЕН ЛОПАРИТА В МОРСКИХ (А), МОРЕННЫХ (Б) И ЛЕДНИКОВО-МОРЕННЫХ (В) ЧЕТВЕРТИЧНЫХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ.

ДВУВЕРШИННОСТЬ КРИВЫХ А И Б СВЯЗАНА С ДВУМЯ ИСТОЧНИКАМИ ПИТАНИЯ, ПОСТАВЛЯВШИМИ ОБЛОМОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ [ПО СПИЦЫНУ, 1965].

### § 3. Задачи морфометрии

*Определение состава материнских пород.* Форме зерен, как, пожалуй, ни одному из структурно-текстурных признаков песчаных пород, присуща унаследованность от габитуса кристаллов в материнских породах, что привело Твенгофела к мысли [Twenhofel, 1945], что один цикл седиментации практически не отражается на форме обломочных зерен. Хотя, как показали последующие

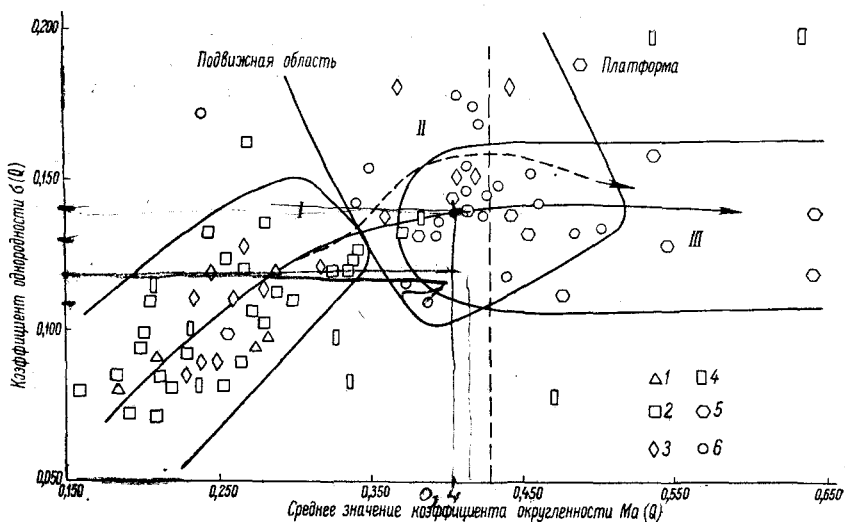
наблюдения, подобное заключение не совсем правильно, оно во многом справедливо, в особенности для отложений, располагающихся вблизи областей сноса, что наряду с исследованием типоморфизма кристаллов [Батурин, 1947; Леммлейн, Князев, 1951; Шутов, 1961; Алиев, Даидбекова, 1955; Гроссгейм, 1961 и др.] открывает широкие возможности для реконструкции областей сноса.

Округленность и сферичность частиц, полученных от раздробления кристаллов, не равна нулю. Раздробленные зерна кварца [Pettijohn, 1949] имеют проекционную сферичность 0,70—0,72. Обломки известняка, полученные от раздробления породы, имеют сферичность, равную 0,68. Элювиальные пески на кристаллических породах характеризуются низкой и однообразной (малое стандартное отклонение) округленностью, средней низкой, но разнообразной (большое стандартное отклонение) величиной сферичности, целиком определяющимися обликом зерен в материнской породе (фиг. 8-V, 9-V).

Обычно кристаллы изверженных пород имеют более высокие сферичность и округленность, чем зерна, полученные дроблением. Многие из них, например, кристаллы циркона, апатита, рутила в кислых и щелочных породах могут обладать идеально округлой формой [Вахрушев, 1954]. Для кварца Кайе в 1929 г. выделил [Логвиненко, Шуменко, 1956] следующие разновидности: 1) совершенно неправильные зерна из крупнозернистых гранитов, 2) округлые зерна из мелкозернистых гранитов с идиоморфным кварцем, 3—4) зерна, корродированные и бипирамидальные, со слабо развитой призмой — из эффузивов, 5) удлинённые и уплощенные зерна из кристаллических сланцев и гнейсов. Сюда же следует добавить 6) окатанные зерна из осадочных пород.

Зависимость формы кварца, и в первую очередь, величины сферичности от исходных пород в современных и древних отложениях была установлена А. И. Кравченко [1955], М. С. Дюфуром [1956], А. Б. Вистелиусом [1950, 1963], Кюененом [Kuenen, 1960]. По-видимому, именно унаследованностью формы, в первую очередь, следует объяснять более высокую окатанность кварцевых зерен в различных генетических типах песков платформенных областей по сравнению с подвижными областями (фиг. 8-V, 9-V), а также закономерное улучшение степени окатанности кварца, циркона, граната, турмалина и других минералов в разрезах последних снизу вверх, обусловленное переотложением накопившихся ранее осадочных продуктов [Гроссгейм, 1961].

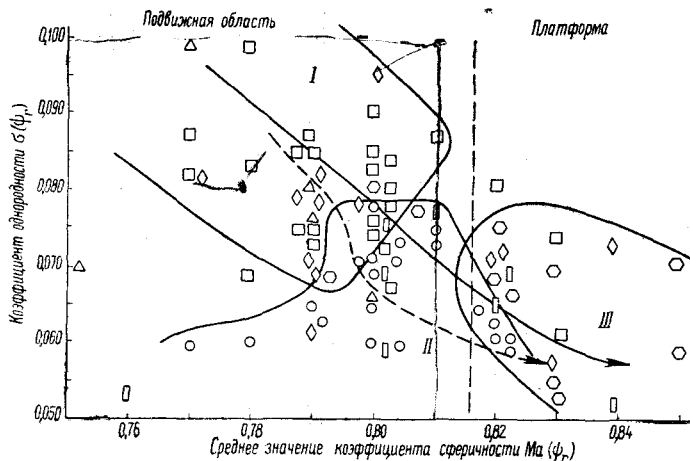
Особенно важно для установления состава материнских пород исследование акцессорных минералов. По А. А. Кухаренко [1961], циркон призматического габитуса происходит преимущественно из сиенитов и щелочных сиенитов; короткопризматический с развитием призмы и дипирамиды — из гранитов, изометрический — из гранитов и гранодиоритов, игольчатый — из габбро и габбро-диоритов, дипирамидальный — из нефелиновых сиенитов; рутил призматический — из разнообразных магматических пород, игольчатый — из гидротермов и областей выветривания магнезиально-железистых



ФИГ. 8-V. СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОКРУГЛЕННОСТИ И СТАНДАРТНЫХ ОТКЛОНЕНИЙ ДЛЯ ПЕСКОВ:

1 — элювиальных и ледниковых; 2 — аллювиальных; 3 — озерно-аллювиальных; 4 — морских песков предгорных областей и межгорных впадин; 5 — прибрежно-морских платформенных; 6 — золовых. Стрелкой показано изменение формы зерен в ходе абразии, пунктиром — золовая обработка.

I — аллювиальные пески; II — золовые пески; III — прибрежно-морские платформенные пески.



ФИГ. 9-V. СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ СФЕРИЧНОСТИ И СТАНДАРТНЫХ ОТКЛОНЕНИЙ ДЛЯ ПЕСКОВ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ.

УСЛ. ОБОЗН. СМ. НА ФИГ. 8-V.

силикатов; сфен конвертообразный — из кислых изверженных, игольчатый — из щелочных пород; турмалин столбчатый — из магматогенных пород, неправильный, с неровными краями — из метаморфических; апатит дипирамидально-призматический происходит из магматогенных пород, таблитчатый — из жильных, шестоватый — из метаморфических; монацит таблитчатый — из кислых изверженных, призматический — из метаморфических пород; анатаз остропирамидальный — из кристаллических сланцев и жил альпийского типа, таблитчатый — из зон гипергенеза и гидротермальных изменений, ильменит ромбоэдрический связан с метаморфизованными зеленокаменными породами, таблитчатый — с основными породами и сиенитами; пирит кубический происходит из метаморфических пород, октаэдрический — из осадочных, пентагондодекаэдрический — из гидротермальных месторождений.

Появление в песчаных породах округлых, окатанных зерен циркона, граната, рутила, турмалина, монацита, абразия которых совершается крайне медленно, следует связывать, как правило, с размывом более древних осадочных пород.

*Дальность переноса и форма частиц.* Суммарный эффект истирания зерен при транспортировке обломочных частиц зависит от их среднего диаметра  $d$ , абразивной прочности минерала  $H$ , скорости  $v$  и дальности  $l$  переноса, плотности среды  $\lambda$  и в общем виде может быть выражен формулой [Кухаренко, 1961]

$$K = f \left[ \frac{d^3 (\lambda - 1) v^2 l}{H} \right],$$

где  $K$  — показатель абразии (окатанности) частиц.

По абразивной прочности, как установлено из экспериментальных данных и наблюдений над минеральными ассоциациями в россыпях, минералы могут быть расположены в определенный ряд, начиная от наименее прочных [Кухаренко, 1961]: золото, киноварь, вольфрамит, шеелит, моноклинные пироксены, лимонит, платина, эпидот, обыкновенная роговая обманка, дистен, оливин, апатит, монацит, ставролит, андалузит, пирит, ильменит, магнетит, касситерит, хромшпинелиды, циркон, турмалин, алмадин, топаз, рутил, шпинель, корунд, алмаз.

При исследовании какого-либо одного минерала, а очевидно, что это условие должно выполняться при оценке дальности переноса, важным критерием может являться определение степени окатанности зерен, принадлежащих различным гранулометрическим фракциям. В осадках, расположенных вблизи области размыва кристаллических пород, все зерна одного минерала характеризуются близкой и в общем плохой окатанностью. По мере переноса, поскольку способность к окатыванию пропорциональна кубу диаметра частиц, они окатываются тем быстрее, чем больше их размер, и эти различия становятся тем значительнее, чем больше пройденный ими путь. О различиях в окатанности частиц разного диаметра дает представление табл. 5-V.

## ЗАВИСИМОСТЬ ОКАТАННОСТИ КВАРЦА ОТ РАЗМЕРА ЗЕРЕН

По Лапинской [1947]		По Петтиджону [1943]		По Расселу [1937]	
Франция	Окатанность	Фракция	Округленность	Фракция	Округленность
1,00—0,50	0,660	0,701—0,495	0,418	0,589—0,417	0,315
0,50—0,25	0,640	0,495—0,351	0,388	0,417—0,295	0,310
0,25—0,10	0,640	0,351—0,246	0,360	0,295—0,208	0,279
0,10—0,05	0,610	0,246—0,175	0,324	0,208—0,147	0,206
0,05—0,02	0,530	0,175—0,124	0,308	0,147—0,104	0,143
		0,124—0,088	0,290	0,104—0,074	0,101

Нижний предел окатанности для минералов, транспортируемых водой, составляет 0,10—0,15 мм для кварца [Tanner, 1956], 0,05—0,07 мм для тяжелых минералов — циркона, магнетита и других [Кухаренко, 1961]; для кварца, транспортируемого ветром — 0,05 мм [Kuenen, 1960].

В ходе абразии частиц происходит одновременно округление, сглаживание выступов на контуре зерна и изменение степени сферичности самого контура. Как показывают наблюдения [Russel, Taylor, 1937; Шванов, Марков, 1963], округление частиц, идущее сначала довольно быстро, сопровождается медленным увеличением сферичности, а затем при округленности, близкой к 0,400, по Ваделлу, дальнейшего изменения сферичности с ростом округленности не происходит. Поэтому для оценки дальности переноса частиц главное значение имеет определение коэффициента округленности зерен, а не их сферичности.

Если окатанность и, прежде всего, округленность частиц есть функция пройденного ими пути, важно рассмотреть, можно ли, руководствуясь этим признаком, устанавливать направление приноса осадочного материала и оценивать дальность переноса? Экспериментальные исследования [Thiel, 1940; Kuenen, 1959; Разумихин, 1965] и многочисленные исследования природных объектов показали, что абразия песчаных частиц кварца и полевых шпатов в водной среде происходит крайне медленно и требует расстояний, совершенно несопоставимых с протяженностью самых крупных речных артерий. Кроме того, при исследовании фракций 0,15—0,30 мм, выбираемых обычно для морфологического анализа, процесс абразии маскируется двумя другими более активными процессами — переходом в эти фракции обломков, получаемых от раздробления более крупных зерен и проявлением избирательной сортировки. Последняя заключается в том, что зерна, менее сферичные и менее округленные, выпадают из суспензии позже, чем зерна сферичные и округленные, и потому могут быть перенесены на большие расстояния, на что обращали внимание многие исследователи и недавно убедительно

показал В. Г. Ульст [1965]. Именно в связи с проявлением указанных процессов окатанность зерен в реках и зонах действия современных морских течений не увеличивается, а, наоборот, уменьшается вниз по течению [MacCarthy, 1933; Russel, Taylor, 1937; Pettijohn, Lundahl, 1943; Ульст, 1965].

Противоположные, менее многочисленные наблюдения, выявившие возрастание окатанности вниз по течению [Plumley, 1948; Вистелиус, 1960; Рухин, 1959] следует объяснять, по-видимому, переывом ранее отложившихся осадков. Именно к такому выводу пришли А. Б. Вистелиус и М. Е. Демина [1963], исследовавшие реки Сыр-Дарья, Аму-Дарья, Кура и Зеравшан, для которых возрастание окатанности аллювия в их нижних частях связано с размывом берегов. В древних толщах также может наблюдаться улучшение окатанности песчаных зерен при удалении от области сноса [Акаева, 1954], очевидно, вследствие переыва ранее отложившихся осадков, проявления золотого фактора и других причин, прямо не являющихся для частиц функцией пройденного ими пути.

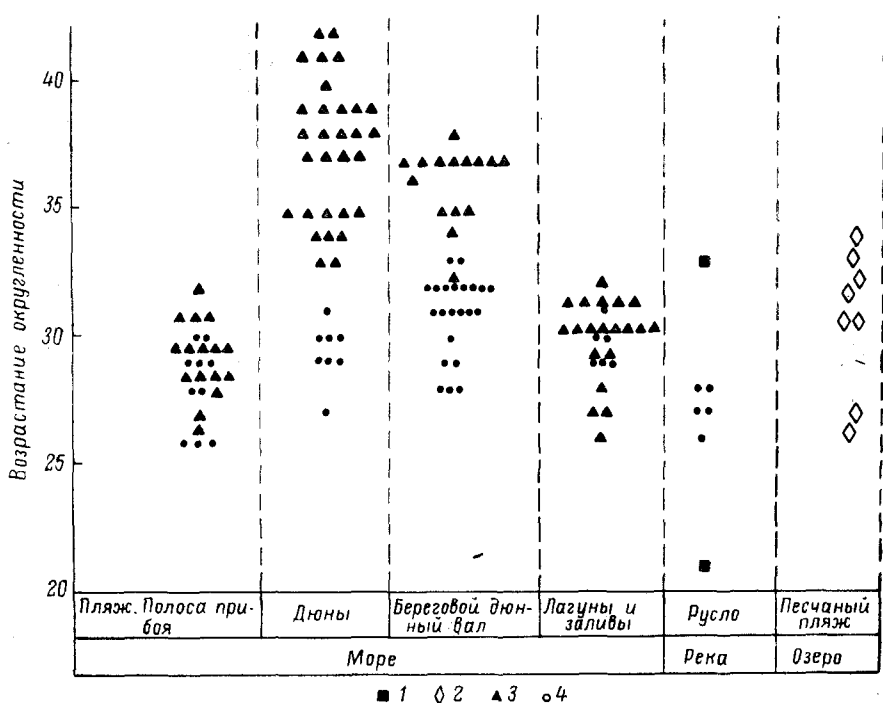
*Анализ условий осадконакопления.* Для оценки физико-географической обстановки накопления осадков к настоящему времени были использованы: 1) средние значения округленности и сферичности, оцениваемые как визуально, так и непосредственным измерением зерен, 2) сочетание двух параметров, вычисленных по величинам сферичности и округленности зерен в образце, — среднего значения и величины стандартного отклонения, 3) визуальная оценка силы связи между размером и сферичностью зерен.

Произведенные исследования касались характеристики элювиальных, ледниковых, аллювиальных, золотых и прибрежных отложений, из анализа которых следует сделать вывод о слабой связи между генетическими типами песков и морфологическими особенностями слагающих их зерен, кроме, может быть, золотых отложений. Как следует из фиг. 8-V и 9-V, а также 10-V, элювиальные пески на кристаллических породах характеризуются низкой и однообразной округленностью, в среднем низкой, но разнообразной сферичностью, целиком определяющимися формой зерен в материнских породах и раскалыванием частиц, особенно интенсивным в условиях сухого жаркого климата или морозного выветривания [Спицын, 1965]. Близки к элювиальным ледниковые отложения, так как перенос льдом не сопровождается ни округлением частиц, ни их сортировкой по форме.

Механическая обработка частиц в реках ограничена длиной реки. Так как путь, пройденный песчаными частицами от верховьев до устья реки, даже при большой ее длине, недостаточен для изменения округленности и сферичности частицы, аллювиальные отложения наследуют значения указанных параметров от коренных пород. В зависимости от состава последних, аллювиальные пески могут обладать как низкими средними значениями округленности и сферичности, если они образуются за счет кристаллических пород, так и высокими, если они происходят от размыва пород осадочных.

Показателем пестроты области сноса является плохая сортировка песчаных частиц по форме, в особенности по величине сферичности, оцениваемая высоким значением стандартного отклонения (фиг. 9-V).

Прибрежные мелководные и пляжевые пески более длительное время подвергаются механической обработке. Как представляется,



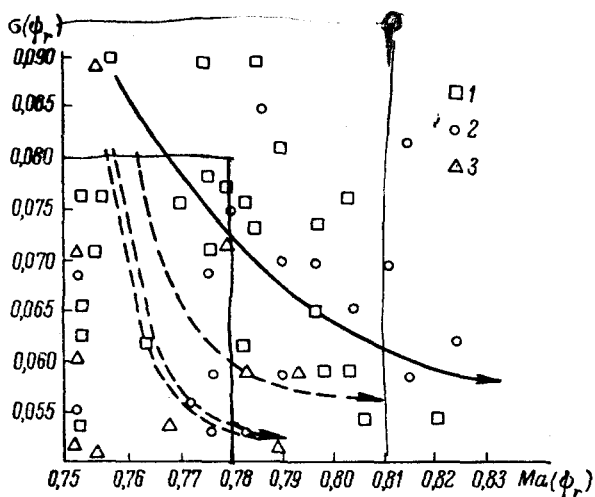
ФИГ. 10-V. ЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИН ОКРУГЛЕННОСТИ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ПЕСКОВ.

1 — по Расселу и Тейлору (фракция 0,147—201); 2 — по Петтиджону и Ландалу (0,124—0,175); 3 — по Билу и Шепарду (0,063—0,125); 4 — по Васкому (0,175—0,208).

большие расстояния, которые могут преодолеть песчаные частицы в прибрежной части моря, совершая возвратно-поступательное движение под действием волн и перемещаясь вдоль берега в направлении господствующих ветров и морских течений, должны бы существенно влиять на их форму. Однако, как следует из опубликованных данных [Beal, Shepard, 1956; Waskom, 1958], приведенных на фиг. 10-V, существенной разницы в округленности и сферичности зерен прибрежных и морских песков не наблюдается. Многочисленные примеры плохой окатанности в пляжевых песках приводит Твенгофел [Twenhofel, 1945].

Как следует из фиг. 8-V и 9-V, от изученных аллювиальных отложений, принадлежащих подвижным областям, по величинам

средних показателей формы и стандартных отклонений обособились только платформенные прибрежно-морские пески. Однако причиной этому может быть не столько физико-географическая, сколько тектоническая обстановка формирования последних (исходный состав пород, длительность и многократность переотложения). По-видимому, форма песчаных зерен в еще большей степени, чем гранулометрический состав, для водных песков является в первую очередь формационным, а затем уже фаціальным признаком. Поэтому терригенные толщи платформенных областей обладают всегда более



ФИГ. 11-V. СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ СФЕРИЧНОСТИ И СТАНДАРТНЫХ ОТКЛОНЕНИЙ ДЛЯ:

1 — аллювиальных; 2 — золотых; 3 — мелководных отложений неогена Таджикской депрессии. Стрелкой показано общее изменение сферичности в ходе абразии, пунктиром — золотая обработка, двойным пунктиром — сортировка в морских отложениях.

высокой окатанностью, чем отложения геосинклинальных и переходных зон. «Генетические» диаграммы типа помещенных на фиг. 8-V и 9-V отражают лишь тенденцию в преобразовании формы зерен в каждом конкретном случае, абсолютные же значения морфометрических параметров даже у генетически сходных песков различных областей могут различаться. Так, изучение аллювиальных, мелководных и золотых песков неогена Таджикской депрессии, произведенное автором совместно с Я. Р. Меламедом (фиг. 11-V), показало, что положение полей, отвечающих указанным генетическим типам, на диаграмме сферичности (среднее — стандартное отклонение) оказалось иным, чем на диаграмме фиг. 9-V, построенной для образцов из различных районов, однако расположение полей относительно друг друга, отражающее общую тенденцию в эволюции формы, осталось прежним.

По-видимому, достаточно четкими морфометрическими особенностями характеризуются золотые пески. Их обработка ветром проявляется, с одной стороны, в отсортированности по сферичности (фиг. 9-V, 11-V), с другой — в быстром округлении частиц. По сравнению с другими типам отложений золотые пески характеризуются

самой высокой округленностью (фиг. 8-V, 10-V), что отмечалось также Калвером [Calver, 1940], Дюфуром [1956], Кюненом [Kuenen, 1959, 1960] и другими. Наряду с идеально округленными, в них, вследствие раскалывания зерен, всегда присутствуют угловатые обломки, что находит отражение в высоких значениях стандартного отклонения коэффициентов округленности, наиболее характерных именно для эоловых песков (фиг. 8-V).

Как отмечает Миддлтон [Middleton, 1962], в эоловых песках слабо проявляется зависимость окатанности от размера зерен, так как все зерна хорошо окатаны. Такая же картина наблюдается в аллювиальных отложениях и турбидитах, но уже из-за общей плохой окатанности. Наоборот, в прибрежных отложениях зависимость формы от размеров проявляется очень отчетливо.

Форма обломочных зерен, содержащихся в осадке, может быть изменена последующими вторичными процессами. Регенерация кварца, полевых шпатов, турмалина и других минералов, коррозия зерен с образованием неправильных зазубренных контуров у эпидота, сфена, пироксенов или своеобразных черепитчатых поверхностей у граната — явления, широко распространенные при эпигенезе, а отчасти и при диагенезе. Изучение вторичного преобразования формы минералов является частью минералогического исследования осадочных пород и дает важный материал для заключения о природе минералов, времени их образования и процессах последующего изменения [Пустовалов; 1956; Запорожцева, 1962 и др.].

Исследование формы зерен различных минералов может оказать некоторую помощь при расчленении и стратиграфической корреляции разрезов терригенных отложений. Первые исследования в этом направлении были произведены Тровбриджем и Мортимором [Trowbridge, Mortimore, 1925], которые, применив четырехбалльную шкалу округленности, разделили различные нефтеносные толщи в штате Техас. Подобные же исследования были произведены Риттенхаузом [Rittenhouse, 1943], Сидвелом [Sidwell, 1945], Календером и Фолком [Callender, Folk, 1958]. В СССР морфометрические оценки были использованы при стратиграфической корреляции разрезов мезозойско-кайнозойских отложений юго-восточного [Вистелиус, 1950, 1960; Даидбекова и др., 1962] и северного [Гроссгейм, 1961] Кавказа, среднего карбона Донбасса [Логвиненко, 1954] и в других районах. Вследствие многообразия факторов, определяющих форму зерен, сопоставление разрезов по морфометрическим данным следует проводить с учетом фациальной природы отложений и путей миграции осадочного материала, т. е. параллельно и в дополнение к фациально-палеогеографическому анализу.

#### § 4. Морфоскопия песчаных частиц

Морфоскопия зерен заключается в исследовании их поверхности. При этом с помощью обычного микроскопа может определяться внешний облик поверхности, наличие ямок и их особенности («ямча-

тость» зерен), а также выявляться мельчайшие образования на поверхности частиц с помощью электронного микроскопа.

Исследование внешнего облика поверхности производят под микроскопом, лучше всего биологическим, поскольку он имеет большую глубину резкости по сравнению с поляризационным. В рыхлом препарате, освещенном сверху от источника, расположенного косо к поверхности препарата, определяют количество неокатанных зерен, окатанных блестящих и окатанных матовых. Исследованию подвергают, по возможности, узкую гранулометрическую фракцию, обычно 0,3—0,4 мм, предварительно обработанную одним из способов, описанных в начале главы, для снятия с частиц глинисто-железистых пленок.

Своеобразие поверхности обломочных частиц связывают с условиями их образования. Установлено [Cailleux, 1943, 1952; Bond, 1954], что матовая поверхность образуется у зерен, перенесенных ветром, вследствие образования мельчайших неровностей на поверхности частиц, а также сложных физико-химических превращений, приводящих к гидратации  $\text{SiO}_2$  и переходу его в соединения типа  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  или  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  [Kuenen, 1962]. Этот процесс идет параллельно с округлением частиц в условиях эолового переноса, и поэтому матовая поверхность наблюдается у хорошоокатанных зерен.

При попадании обломочных зерен (в том числе и с матовой поверхностью) в реку начинается их полировка, которая по наблюдениям одних исследователей [Bond, 1954] происходит очень быстро, других [Cailleux, 1943] — довольно медленно. По мнению Трикара [Kuenen, 1962], в речных песках зерна обычно тусклые, с ямками и забубринами, с полировкой только в отдельных участках между ямками.

Несомненно, что прекрасно полированные пески с блестящей поверхностью зерен образуются на песчаных пляжах, что связано с разрушением полупрозрачных пленок на поверхности частиц в результате механических воздействий, а также, как предполагает Кюнен, отложения кристаллического кварца и воздействия неакционноспособных растворов.

Если процесс образования матовых зерен в условиях эоловой транспортировки и полированных блестящих поверхностей у пляжевых песков не вызывает сомнений, то возможность геологического использования этого признака при изучении ископаемых отложений, тем не менее, вызывает существенные трудности. По-видимому, изменение поверхности частиц, так же как и формы, осуществляется довольно медленно, поэтому их морфоскопия может отражать не только особенности среды отложения и переноса, но и признаки частиц в материнских породах. Несомненно, что, если порода сложена исключительно матовыми или, наоборот, блестящими частицами, ее эоловое или прибрежно-морское происхождение будет наиболее вероятным. Однако обычно в осадке присутствуют все морфоскопические разновидности частиц, как следует из опубликованных данных Кайе [Cailleux, 1948; Balland, Cailleux, 1946]

и помещенных в табл. 6-V. В этом случае количественная оценка зерен определенного морфоскопического типа дает либо неопределенный результат, либо даже противоречащий тому, который следует из изучения других признаков. Так, из данных, помещенных в табл. 6-V, следовало бы сделать вывод об эоловом происхождении четвертичных отложений Полесья, имеющих высокий процент матовых зерен (80%), четвертичных отложений р. Оби (83%) или кембрийских отложений Ленинградской области (46%), принадлежащих в действительности к флювиогляциальным, речным и морским осадкам. Точно так же, учитывая низкий процент блестящих окатанных зерен, следовало бы исключить из прибрежно-морских отложений ордовикские пески рек Тосны и Луги, меловые пески Ферганы и т. д.

Таблица 6-V

МОРФОСКОПИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ КВАРЦЕВЫХ ЧАСТИЦ  
В РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ПЕСКОВ \*

Генетический тип	Место взятия образца и возраст	Непрозрачные	Неокатанные	Блестящие окатанные	Матовые окатанные	Матовые окатанные с цементом
Эоловые	Пустыня Гоби, совр. . . . .	1	50	3	41	0
	Каракумы, неоген . . . . .	1	60	10	30	0
Морские и озерные	Лен. обл., кембрий . . . . .	4	8	14	46	32
	Реки Тосна и Луга, ордовик . .	2	8	19	41	30
	Кольский п-ов, четвертичные	3	88	0	3	9
	Р. Дон, четвертичные . . . . .	5	5	92	3	0
	Фергана, мел . . . . .	1	98	1	1	0
Речные	Р. Обь, четвертичные . . . . .	2	5	7	83	0
	Р. Енисей, четвертичные . . . .	1	90	0	4	6
	Каракумы, неоген . . . . .	1	50	0	50	0
	Фергана, современные . . . . .	4	97	0	3	0
Флювиогляциальные	Лен. обл., четвертичные . . . .	1	80	3	5	12
	Полесье, четвертичные . . . . .	1	2	8	80	10
	Владимирская обл., четвертичные . . . . .	5	17	21	41	21
	Сев. Урал, четвертичные . . . .	2	18	22	25	75

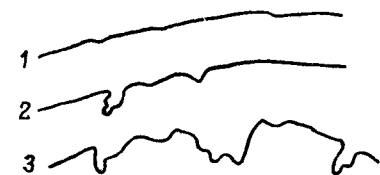
\* По докладу А. Кайе, прочитанному в ЛГУ в 1965 г.

Из сказанного, очевидно, следует, что вопросы геологического использования анализа поверхности частиц нуждаются в дальнейшей экспериментальной разработке на большом материале и при изучении ископаемых отложений для решения фациально-палеогеографических задач в настоящее время не могут быть применены с необходимой надежностью.

Второй способ морфоскопического исследования заключается в определении глубины и ширины ямок, часто наблюдающихся на поверхности кварцевых зерен. В. П. Батуриин [1947] предлагал визуально выделять мелко- и крупноямчатую поверхность. В. П. Чичагов [1959] производил зарисовку зерен и с помощью палетки измерял площадь исследуемой грани  $p$  и суммарную площадь устьев ямок  $\Sigma p$ , после чего вычислял отношение степени расчлененности грани ямками  $\frac{\Sigma p}{p}$ . Одновременно производился подсчет количества ямок на единицу площади и определялась глубина ямок  $d$

в долях радиуса зерна. По указанным характеристикам были выделены три основных разновидности микрорельефа кварцевых зерен — мелко-, средне- и крупноямчатый рельеф (фиг. 12-V).

Создание ямчатого рельефа на зернах кварца происходит в коренных породах при их образовании, в особенности в связи с процессами оруденения, а также, возможно, при последующем разьедании кварца глинами гидрослюди-сто-монтмориллонитового состава



ФИГ. 12-V. СХЕМАТИЧЕСКИЕ ПРОФИЛИ ПОВЕРХНОСТИ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН [ПО ЧИЧАГОВУ, 1959].

1 — мелкоямчатый рельеф; 2 — среднеямчатый; 3 — глубокоямчатый.

[Гинзбург, Витковская, 1956]. Преобразование глубокоямчатой поверхности в средне- и мелкоямчатую происходит при переносе частиц, и уже при речной транспортировке, как отмечает В. П. Чичагов, проявляется достаточно отчетливо. Очевидно, ямчатость, облик поверхности и форма зерен являются коррелятивно связанными признаками, зависящими от условий переноса. Исследований ямчатости зерен произведено, однако, очень немного, и преимущества этого способа перед другими морфологическими методами как в отношении затрат времени, так и в отношении эффективности использования для решения геологических задач, остаются неустановленными. В. П. Чичагову по рассматриваемому признаку удалось отделить друг от друга различные генетические типы ледниково-аллювиальных отложений, принадлежащие одному району.

В настоящее время для исследования микрорельефа и поверхностных новообразований на песчаных зернах начинает применяться электронная микроскопия, освещение технической стороны которой, а также некоторых вопросов генетической интерпретации данных можно найти в ряде работ [Krinley, Takahashi, 1962, 1964].

## ОРИЕНТИРОВКА ЗЕРЕН

## § 1. Техника измерений

Для определения ориентировки песчаных зерен в обнажении на плоскости напластования выбирается участок размером  $10 \times 15$  см, на котором проводится линия падения, обозначаемая как ось  $a$ , и линия простирания, обозначаемая как ось  $b$ ; линия, перпендикулярная к плоскости  $ab$ , принимается за ось  $c$ . Положение осей  $a$  и  $b$  в пространстве замеряется горным компасом, после чего подготовленная площадка берется в качестве ориентированного образца. Измерения ориентировки зерен производят путем наблюдений на поверхности образца, в шлифах или косвенным методом, основанным на исследовании анизотропии породы, связанной с ориентировкой слагающих ее зерен.

Наблюдения ориентировки на поверхности слабо цементированных пород можно производить с помощью бинокулярной лупы, для чего образец монтируется на трехосном столике, поворотом осей которого замеряют положение песчаных зерен в пространстве [Schwartzacher, 1951]. Однако обычно при исследовании поверхности ограничиваются измерением ориентировки зерен в одной плоскости  $ab$  на фотографиях. Для этого поверхность ориентированного образца протравливают соляной кислотой или ксилолом, покрывают налетом окиси магния для устранения ярких отблесков, затрудняющих фотографирование, и фотографируют с последующим большим увеличением.

На фотографиях проводят секущие линии, и на всех зернах, пересеченных линиями, стрелкой обозначают положение длинной оси зерен. Впоследствии транспортиром измеряют направление удлинения зерен относительно оси  $a$ . Зная азимут оси  $a$ , нетрудно получить азимуты удлинения зерен. Последние могут быть получены также непосредственным измерением положения зерен относительно направления север—юг, нанесенного на фотографию. Количество подсчитываемых зерен может

колебаться от 60 до 500; как показывают опыты, подсчет 150—200 зерен дает вполне удовлетворительные результаты.

Кроме длинной оси, некоторые авторы [Dapples, Rominger, 1945; Грязнова, 1953; Головенко, 1955] определяли положение острого конца обломочных частиц, который, как полагают, направлен вниз по течению. Однако значение этого признака остается неясным, так как в ряде опытов исследование его не дало положительных результатов [Schwarzacher, 1951; Rusnak, 1957].

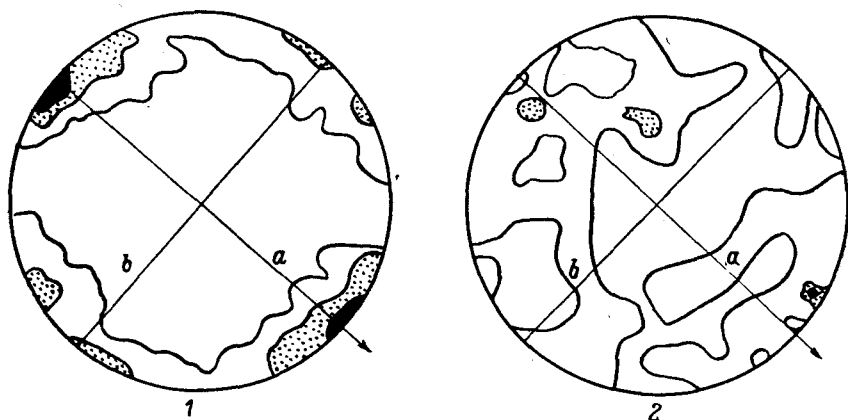
При изучении цементированных пород измерение зерен на поверхности образцов становится затруднительным и его производят в шлифах. Для определения ориентировки в плоскости  $ab$  изготавливают шлиф, параллельный напластованию, на котором отмечают положение оси  $a$ . Измерения ведут непосредственно под микроскопом, с помощью микрофотографии, либо проектируя изображение на экран. При измерении под микроскопом шлиф закрепляют на предметном столике, фиксируют по лимбу положение оси  $a$ , совмещив ее с верхней вертикальной нитью окуляра, а затем, совмещая с вертикальной нитью направление удлинений зерен, определяют их положение относительно оси  $a$ .

Для определения положения длинных осей зерен не только в плоскости напластования, но и в пространстве, после установления преобладающей ориентировки по шлифу, изготовленному в плоскости  $ab$ , из того же образца изготавливают другой шлиф, ориентированный перпендикулярно плоскости  $ab$ , но параллельно господствующему направлению удлинения зерен. На шлифе отмечают положение секущей плоскости  $ab$  и производят такие же измерения, как в предыдущем случае. Именно такой способ был с успехом применен при исследовании миоценового флиша Калифорнии [Spotts, 1964].

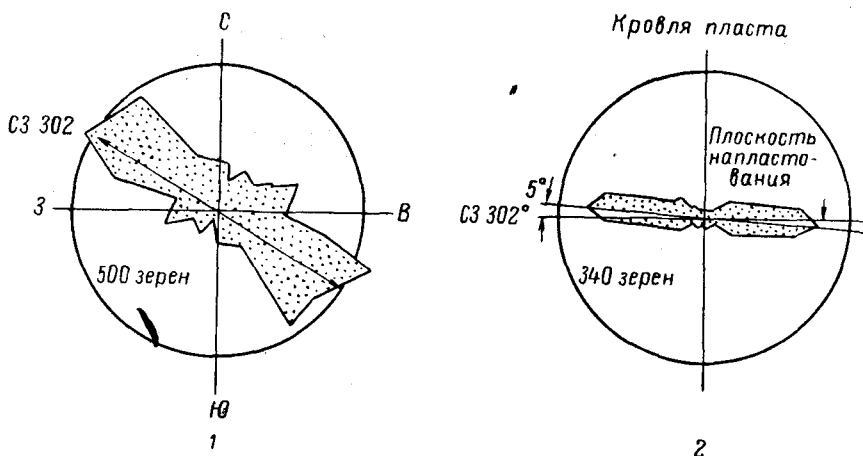
Нередко для определения положения длинных осей кварцевых зерен прибегают к измерениям их оптической ориентировки на трехосном столике [Ingerson, 1940; Ingerson, Ramisch, 1942; Головенко, 1955], допуская, что кварцевые зерна чаще всего удлинены по призме, параллельной оптической оси кристаллов. Однако вследствие скалывания по ромбоэдру (10 $\bar{1}$ 1) [Ingerson, Ramisch, 1942] удлинение зерен может не совпадать с направлением оптической оси кристалла, поэтому данные измерений этих величин могут различаться (фиг. 1-VI). Очевидно, что определение положения оптических осей кварца может применяться лишь для приблизительной оценки расположения зерен по форме.

Результаты измерений ориентировки зерен в одной плоскости — горизонтальной или вертикальной — обрабатываются статистически, для чего они группируются в классы, объемы которых равны 20 или 30°. Очевидно, что при измерении линейной ориентировки обрабатываются результаты, принадлежащие одной половине окружности (от 0 до 180°), так как другая половина является симметричной относительно первой. По полученным данным могут быть построены диаграммы-розы (фиг. 2-VI), гистограммы, а также вычислены средние направления ориентировки, стандартные отклонения и другие

статистические характеристики, подробно рассмотренные в главе IV, а также в главе IX при освещении методов обработки замеров наклона косой слойчатости.



ФИГ. 1-VI. ОРИЕНТИРОВКА ДЛИННЫХ ОСЕЙ (1) И КРИСТАЛЛООПТИЧЕСКАЯ ОРИЕНТИРОВКА (2) ЗЕРЕН КВАРЦА В ОДНОМ И ТОМ ЖЕ ОБРАЗЦЕ ПРИВЕРЖНОГО ПЕСЧАНИКА, ПО ВЕНДЛЕРУ [РОТТЕР, РЕТТІОНН, 1963].



ФИГ. 2-VI. ДИАГРАММЫ-РОЗЫ ОРИЕНТИРОВКИ ДЛИННЫХ ОСЕЙ ПЕСЧАНЫХ ЗЕРЕН В ПЛОСКОСТИ НАПЛАСТОВАНИЯ (1) И ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТИ, СОВПАДАЮЩЕЙ С НАПРАВЛЕНИЕМ ОРИЕНТИРОВКИ (2) [SPOTTS, 1964].

Результаты измерений положения длинных осей зерен, а также оптических осей кварца и других минералов принято изображать на структурных диаграммах (фиг. I-V) в виде изолиний равного количества точек, методика построения которых изложена в руководствах по структурному анализу [Елисеев, 1953].

Кроме описанных способов, основанных на измерении каждого зерна, в последнее время находят применение косвенные методы

определения ориентировки частиц. Они основаны на изучении анизотропии породы, связанной, в свою очередь, с ориентировкой зерен, и заключаются главным образом в отыскании в породе плоскости симметрии физико-химических свойств, отвечающей главному направлению ориентировки. Один из таких методов, основанный на измерении интенсивности монохроматического света, проходящего через шлиф, был предложен Мартинзом [Martinez, 1958], а также Пирсоном [Fierison, 1959], применившим для измерения его интенсивности фотометр.

Анизотропия, связанная с ориентировкой зерен, изучалась также Арбогестом, применившим диэлектрический метод, Хиггсом, использовавшим рентгеновские лучи, Мастоном и Поттером, использовавшими анизотропную способность породы поглощать воду, и другими [Potter, Pettijohn, 1963]. Косвенные методы изучения ориентировки зерен дают возможность исследовать сразу большое их число, их применение часто требует меньше времени по сравнению с измерением отдельных зерен, и, кроме того, при их использовании исследуются другие, важные в том или ином случае физико-химические свойства пород. Однако они дают лишь самое общее, приблизительное представление об ориентировке зерен и, очевидно, не могут заменить точную количественную оценку этого признака.

## § 2. Интерпретация результатов измерений

Как показали экспериментальные исследования [Schwarzacher, 1951; Rusnak, 1957], наблюдения над современными [Wendler, 1956; Curray, 1956; Frazier, Osanik, 1961 и др.] и ископаемыми осадками [Грязнова, 1947, 1953; Головенко, 1955; Spotts, 1964], зерна кварца в однонаправленном потоке ориентируются параллельно течению. В реках при значительных скоростях потока, когда происходит формирование косой слоистости, обломочные зерна не только параллельны плоскости течения, но, как впервые обнаружил Шварзахер, закономерно наклонены навстречу потоку под углом  $10-30^\circ$ , образуя своеобразную черепитчатую поверхность. Наклон песчаных зерен в ориентированном потоке, таким образом, такой же, как у галек, причем углы наклона зависят от энергии потока и тем выше, чем выше скорость течения [Mast, Potter, 1963]. Подобная ориентировка наблюдается не только в аллювиальных отложениях, но и в турбидитах [Spotts, 1964], и в прибрежных осадках, где зерна при общей ориентировке перпендикулярно к берегу наклонены в сторону берега под небольшими углами [Curray, 1956].

В некоторых случаях удается наблюдать несовпадение между направлением течения и ориентировкой удлиненных зерен, располагающихся под острым углом к потоку, как это обнаружил Боума [Potter, Pettijohn, 1963], а также И. Я. Русинов [1958], производивший опыты по искусственному намыву грунтов. В последнем случае обломочные зерна обнаруживали два максимума, расположенные под углом  $45^\circ$  к главному направлению течения.

Даже при общей ориентировке зерен, параллельной течению, в осадках нередко удается наблюдать наличие дополнительной моды длинных осей зерен, располагающихся перпендикулярно течению, показывающей, что часть зерен в потоке передвигается путем качения вокруг длинной оси. Подобный способ переноса, по-видимому, получает значительное развитие при слабом поступательном движении воды и становится господствующим при волновых колебаниях, формирующих волновую рябь. Длинные оси песчаных зерен, располагаясь параллельно осям ряби [Ingerson, 1940; Головенко, 1955], ориентируются, таким образом, перпендикулярно потоку, а их заостренные концы направлены в разные стороны.

Направление первичной ориентировки обломочных зерен в ископаемых отложениях в целом должно отвечать региональному направлению приноса обломочного материала, что может быть использовано при фациально-палеогеографическом анализе. Однако геологическое применение рассматриваемого метода как в нашей стране, так и за рубежом ограничивается лишь немногими опытами, что связано с известной трудоемкостью определения ориентировки зерен и, что самое главное, с меньшей надежностью результатов по сравнению с результатами наблюдений текстур, непосредственно наблюдаемых в обнажениях. При исследовании молодых отложений, в которых хорошо наблюдаются косая слойчатость, знаки ряби и различные напластовые и внутрипластовые текстуры, изучение ориентировки зерен мало добавляет к информации, полученной из анализа этих текстур.

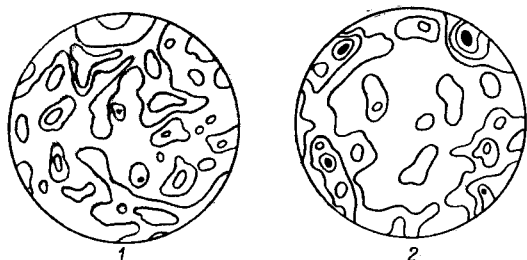
Громадную помощь исследование ориентировки зерен могло бы принести при изучении песчано-сланцевых, граувакковых, туфограувакковых и других терригенных, в особенности древних толщ, где видимые текстуры течения встречаются редко вследствие специфики осадконакопления или вторичных изменений.

Вопрос о возможности применения анализа ориентировки зерен для палеогеографических реконструкций к толщам, сильно измененным процессами элигенеза и сильно дислоцированным, остается открытым. Как установлено исследованиями Зандера, Тренера и других [Елисеев, 1963], в породах, подвергшихся динамическому метаморфизму, зерна кварца ориентируются определенным образом относительно осей  $a$ ,  $b$  и  $c$ , выбранных в данном случае по отношению к сланцеватости, — чаще всего параллельно  $a$  в плоскости сланцеватости или реже — в плоскости  $ac$ , т. е. перпендикулярно ей. В породах, подвергшихся динамометаморфизму, могут быть встречены и другие типы ориентировки, подробно описанные в указанной работе Н. А. Елисеева. Известно также, что переориентировка зерен кварца происходит до метаморфизма, однако вопрос о том, до какой именно стадии катагенеза или метагенеза сохраняется первично-осадочное сложение, остается не исследованным. Отличить первично-осадочную ориентировку от вторичной можно путем исследования серии шлифов, отобранных из различных участков мелких структур, образованных породами. Если в таких участках будет наблюдаться определенная связь ориентировки со структурными

осями *a*, *b* и *c*, а следовательно, и определенная зависимость от положения образца в мелкой структуре, появление ориентировки следует объяснять преобразованием породы. Наоборот, при отсутствии зависимости от структурного положения образца и наличии какой-то одной преобладающей ориентировки, не зависящей от мелких смятий, наблюдающееся сложение следует признать первично-осадочным.

Производившиеся опыты микротекстурного \* анализа дислоцированных толщ были направлены главным образом не на исследование первичной ориентировки, а на установление зависимости между

особенностями вторичных микротекстур и характером дислокаций. Установлено, в частности, что вторичные микротекстуры, в особенности устанавливаемые по карбонатным минералам и слюдам, формируются довольно быстро и определяются локальными напряжениями, развивающимися в том или ином тектоническом блоке. При этом их направление мало зависит от региональных



ФИГ. 3-VI. ОРИЕНТИРОВАННЫЕ ДИАГРАММЫ ЗЕРЕН КВАРЦА В ВОЛНОПРИБОЙНЫХ ЗНАКАХ РЯБИ (1) И ПСЕВДОВОЛНОПРИБОЙНЫХ ЗНАКАХ (2).

Сечения ориентированы перпендикулярно оси знаков [Ingerson, 1940].

ных геологических структур и региональных напряжений, формирующих крупные тектонические формы [Ellenberger, 1955]. Вместе с тем, преобладание какого-либо одного типа напряжений в процессе складчатости формирует определенные типы тектонитов, анализ которых позволяет отличать друг от друга разновозрастные структурные комплексы.

Из немногих исследований, посвященных применению микротекстурного анализа осадочных пород для решения геологических задач, следует отметить работы Гриффитса и Розенфельда, Хьютта, Места и Поттера, исследовавших связь между ориентировкой зерен и проницаемостью пород [Potter, Pettijohn, 1963], а также Ингерсона [Ingerson, 1940], который, производя сравнительное изучение узоров ориентировки зерен волноприбойных знаков с узорами псевдovolноприбойных знаков в кварцитах, обнаружил различия в микротекстуре этих внешне сходных образований. Как видно из фиг. 3-VI, зерна кварца в волноприбойных знаках ориентируются преимущественно параллельно их осям, в псевдovolноприбойных же, вследствие формирующих их вращательных движений, образуются поясовые, так называемые R-тектонитовые узоры.

\* Обычно анализ называют микроструктурным, однако это не совсем правильно, если структурой называть форму, а текстурой расположение компонентов.

## НАПЛАСТОВЫЕ И ВНУТРИПЛАСТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ

### § 1. Некоторые замечания о систематике

Текстуры, наблюдаемые в терригенных породах, даже при исключении из них знаков ряби и разнообразных видов слоичатости, представляют собой обширную группу, отличающуюся большим многообразием проявления внешних форм и способов образования. Классификация их приводит к необходимости построения весьма сложной схемы, требующей совмещения по крайней мере четырех систем. Одна из них строится на учете ведущего фактора образования текстур, который может быть преимущественно биогенным, механическим или физико-химическим. Вторая основана на учете времени формирования текстурных признаков, точнее — стадий образования осадка (седиментация, диагенез, ката-, метагенез, гипергенез). Третья система учитывает положение текстурных элементов в пласте породы — находятся ли они на верхней поверхности, на нижней поверхности или внутри пласта. Наконец, четвертая основывается на том, что именно доступно наблюдению — сама текстурная форма или ее контротпечаток.

Из четырех указанных признаков первые два являются генетическими, и на их основе должна строиться естественная систематика напластовых и внутрипластовых текстур. Примером такой систематики является схема О. С. Вялова [1966], который при описании биогенных текстур классифицирует их следующим образом\*.

#### Следы жизнедеятельности беспозвоночных.

I. Физические следы жизнедеятельности: А — следы питания; Б — следы покоя; В — следы движения; Г — жилые постройки.

II. Физиологические признаки: А — следы рождения или размножения; Б — следы болезней или повреждений; В — остатки пищеварения (копролиты); Г — признаки паразитизма; Д — признаки гибели.

\* Мы не приводим здесь систему латинских наименований, предложенных О. С. Вяловым, до обсуждения в литературе вопроса о целесообразности ее введения, на наш взгляд, спорного.

### Следы жизнедеятельности наземных позвоночных.

I. Физические следы жизнедеятельности: А — следы питания; Б — следы покоя; В — следы движения; Г — жилые постройки.

II. Физические признаки: А — следы и телесные остатки рождения и размножения; Б — следы болезней; В — следы питания; Г — признаки гибели.

### Механические следы, оставленные трупами или их частями.

Генетическая классификация может быть создана также для текстур механического и физико-химического происхождения с учетом времени и факторов их образования:

I. Седиментационные текстуры: А — следы движения воды; Б — следы механической деятельности атмосферных агентов; В — следы физико-химических превращений; Г — следы оползания.

II. Диагенетические текстуры: А — следы физико-химических превращений; Б — следы давления; В — следы оползания.

III. Ката- и метагенетические текстуры: А — следы физико-химических превращений; Б — следы тектонических воздействий.

IV. Гипергенетические текстуры: А — следы физико-химических превращений; Б — следы оползневых и иных дислокаций.

Использование генетической классификации текстур, важной для их систематики и понимания их генезиса, представляет известные неудобства в практической работе. Для работы геолога, занимающегося стратиграфическими, геологоструктурными или иными геологическими исследованиями и не являющегося специалистом в области изучения текстур, как правило, более важными являются не столько вопросы их генезиса, сколько такие их особенности, как положение в пределах пласта, способность давать отпечатки или контротпечатки и другие, в известной мере формальные, но важные для решения геологических задач признаки. Кроме того, изложение материала по генетическому признаку встречает ряд неудобств, связанных, во-первых, с тем, что генезис многих текстурных форм остается не совсем выясненным, и, во-вторых, описание ряда образований, имеющих сходную форму, но различающихся условиями или временем образования (например, различных текстур перемещения, различного типа конкреций, стилолитов и некоторых других), пришлось бы давать в разных разделах, прибегая к неизбежным в таком случае повторениям. Поэтому при изложении материала данной главы мы прибегли к классификации, в известной степени формальной, но, на наш взгляд, более удобной, которая может быть названа морфо-генетической.

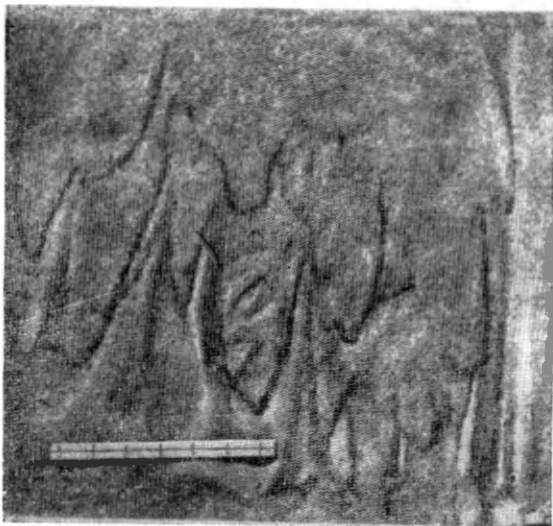
В качестве единиц первого порядка выделены три группы текстур — текстуры на верхней поверхности пласта, или, используя терминологию, предложенную Н. Б. Вассоевичем [1953, 1958б], экзоглифы кровли, текстуры на нижней поверхности пласта — экзоглифы подошвы, и текстуры внутри пласта, или эндоглифы.

В пределах каждой группы по способу образования выделяются текстуры механического происхождения (механоглифы), физико-химического происхождения, биогенного происхождения (биоглифы) и в ряде случаев неуставленного генезиса — собственно гиероглифы. Время формирования текстурных элементов и их способ-

ность давать отпечатки или контротпечатки не принимаются в качестве признаков для систематики, а лишь указываются при характеристике конкретных форм. В приведенном описании указываются лишь основные признаки текстурных элементов; более подробную их характеристику можно найти в работах Р. Шрока [1950], Н. Б. Вассоевича [1953, 19586], И. В. Хворовой [1955], Н. В. Логвиненко и др. [1961], Поттера и Петтиджона [Potter, Pettijohn, 1963], О. С. Вялова [1966], а многочисленные фотографии поверхностных и внутрипластовых текстур — в «Атласе текстур и структур. . .» [1962].

## § 2. Экзоглифы кровли

*Текстуры механического происхождения — механоглифы.* На поверхности современных прибрежных осадков и на крутых подветренных склонах дюн наблюдались знаки поверхностного оползания под влиянием силы тяжести в виде плоских языковидных бугорков, направленных острием вниз по



ФИГ. 1-VII. СЛЕДЫ ОПОЛЗАНИЯ СУХОГО ПЕСКА  
НА ПОДВЕТРЕННОЙ ПОВЕРХНОСТИ ДЮНЫ  
[МСКЕЕ, 1945].

склону (фиг. 1-VII). В ископаемом состоянии встречаются редко. Описаны, например, Глейснером в миоценовых отложениях Альп [Glaessner, 1958].

Отпечатки дождевых капель и града наблюдаются на поверхности мелкозернистых глинисто-алевритовых пород и представляют собой круглые или эллиптические ямки со

слегка возвышающимися краями, диаметром в несколько миллиметров. Часто наблюдаются слепки с таких отпечатков, имеющие вид конусовидных бугорков, возвышающихся над нижней пластовой поверхностью.

Ямки, образованные газами и поднимающимися струйками ключей, по внешнему виду и размеру могут быть похожи на следы дождевых капель. Возможны и более крупные — до 0,5 м в поперечнике. В ископаемом состоянии встречаются редко. Наблюдения М. Г. Барковской [1955] показали, что мелкие округлые углубления, развитые в полосе современного пляжа и похожие на те, которые в ископаемом состоянии описаны как следы пузырьков газа и капель дождя, в действительности представляют собой ходы мелких рачков — бокоплавов. Возможно, что большая часть ископаемых конусовидных углублений и слепков с них, описанных в литературе как следы капель дождя и пузырьков газа, в действительности представляют норки роющих организмов.

Знаки всплеска. На современных плоских песчаных берегах часто возникают мелкие дугообразные, узкие, фестончато расположенные хребтики, выпуклые в сторону суши. Они образуются в результате набегания волны на пляж и обозначают линию ее наибольшего продвижения. Длина таких хребтиков измеряется несколькими дециметрами, высота очень мала и едва достигает 1—2 мм, чем эти образования отличаются от более рельефных — более высоких и широких знаков ряби. В ископаемом состоянии встречаются редко. Р. Шрок [1950] приводит примеры этих образований, которые он называет следами прибоя, а также библиографию по ним.

Следы струй течения образуются на дне движущегося потока при скоростях, превышающих размывающую скорость. Представляют собой систему прямолинейных штрихов или бороздок (фиг. 2-VII), прочерченных влекомыми по дну обломочными частицами. Штрихи могут быть параллельными, расходящимися или сходящимися, что зависит от микрорельефа дна речного потока или зоны течений, где эти текстуры образуются. Системы расходящихся штрихов, отвечающие расходящимся струям, образуются на низовых склонах возвышений дна, в особенности за перекатами, а также за поворотами рек. Сходящиеся штрихи возникают перед вертикальными или горизонтальными сужениями струй речных или морских течений.

*Текстуры физико-химического происхождения.* Широко распространены многоугольники и трещины высыхания — образования, в плане дающие сетку, которая разделяет поверхность на неправильные полигональные участки. Трещины высыхания образуются в глинисто-алеврито-мелкопесчаных осадках в результате сокращения их объема, сопровождающего высыхание. Ископаемые трещины заполнены осадочным материалом, чаще всего таким же, как покрывающий их пласт. Обычно трещины пересекаются, образуя в плане многоугольники различной величины и формы. Известны трещины, радиально расходящиеся и ветвящиеся.

В поперечном сечении имеют U- или V-образную форму и глубину от нескольких сантиметров до нескольких дециметров.

Трещины высыхания чаще всего встречаются на верхней поверхности пласта, но могут быть встречены и на нижней.

Р. Шрок скептически относится к возможности определения по трещинам высыхания подошвы и кровли пластов. Даже такой признак, как разный состав осадков — слагающих пласт и выполняющих трещины — при сходстве последних с осадками соседнего



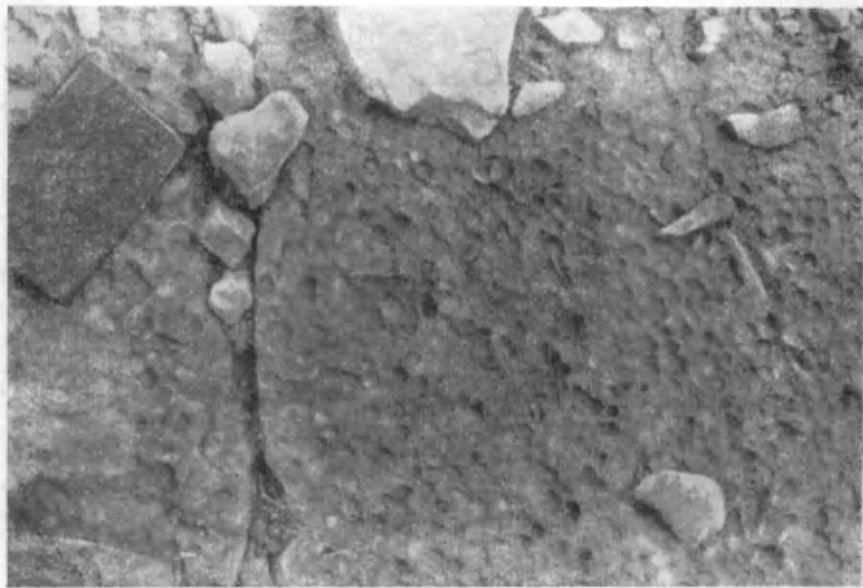
ФИГ. 2-VII. СЛЕДЫ СТРУЙ ТЕЧЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ПЛАСТА КРУПНО-ЗЕРНИСТОГО ПЕСЧАНИКА В АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА. ТЕЧЕНИЕ СЛЕВА НАПРАВО.

пласта, не всегда указывает на кровлю пласта-знаконосителя. Подобные образования могут возникать не только вследствие заполнения осадками открытых трещин сверху, но и в результате выжимания осадочного вещества в сквозные трещины, образованные в вышележащем пласте, а потому могут быть приуроченными к его подошве. Точно так же валикообразные возвышения трещин над соседними полигонами могут наблюдаться как в кровле, так и в подошве пластов. По-видимому, только расположение острых клиньев трещин при их V-образной, всегда расширяющейся кверху форме, можно надежно использовать для определения подошвы и кровли пластов.

Трещины высыхания часто встречаются на поверхности осадков речных пойм, морских пляжей, такыров и грязевых потоков. Ископаемые трещины могут быть встречены в любых отложениях

континентального происхождения, но наиболее широко они распространены среди отложений аридных и периодически влажнозасушливых зон — красноцветов и континентальных моласс.

Отпечатки кристаллов льда. Кристаллы льда при образовании их на поверхности влажного ила создают систему прямолинейных коротких борозд. Борозды могут быть беспорядочные или перистые и пучковидные. После таяния кристаллов борозды, оставленные в мягком иле, заполняются осадком, в результате чего могут



ФИГ. 3-VII. ЯМКИ, ПРОДЕЛАННЫЕ СВЕРЛЯЩИМИ ОРГАНИЗМАМИ НА ПОВЕРХНОСТИ ИЗВЕСТКОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ ПАЛЕОЗОЯ, ПОДСТИЛАЮЩИХ ИАЛЕОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ЮЖНОЙ ФЕРГАНЕ.

образоваться слепки на нижней поверхности пластов в виде узких гребешков. Описаны как в современных отложениях, так и в древних, до протерозойских включительно [Лунгерсгаузен, 1947].

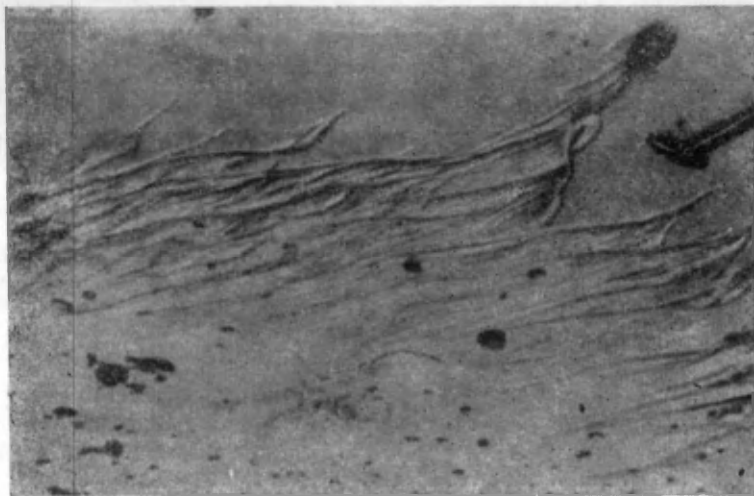
Отпечатки и псевдоморфозы по кристаллам соли. На пластовых поверхностях песчаников и алевролитов могут наблюдаться мелкие пирамидальные вершинки или углубления, представляющие собой следы кристаллов каменной соли. Рост таких кристаллов происходит в мягком поверхностном осадке, а при последующем растворении их идет заполнение оставшихся пустот глинистым или песчаным материалом с образованием псевдоморфоз. Если заполнение пустот производится материалом, слагающим пласт, путем его «вмывания» грунтовыми водами, псевдоморфозы проявляются только на пластовых поверхностях в виде ограниченных бугорков, дающих на плоскости соседнего пласта углубления

соответствующей формы. Как бугорки, так и углубления, по-видимому, могут наблюдаться и на верхней и на нижней поверхности пластов.

*Биогенные текстуры.* Большинство поверхностных текстур биогенного происхождения — как следов ползания и обитания, так и следов передвижения животных с помощью конечностей — встречается в виде негативных слепков на нижней поверхности пластов, в связи с чем они рассмотрены ниже. Тем не менее, иногда удается наблюдать не только слепки, но и сами ямки, оставленные на верхней поверхности пластов роющими и, в особенности, сверлящими организмами — некоторыми видами иглокожих, губок и моллюсков. Обычно в разрезе сохраняются ямки, высверленные в плотных породах, подвергшихся окаменению до отложения покрывающего их осадка (фиг. 3-VII). Поэтому появление следов деятельности сверлящих организмов указывает, как правило, на наличие перерывов в осадконакоплении.

### § 3. Энзоглифы подошвы

*Текстуры механического происхождения.* В виде системы дихотомизирующих бороздок, часто изогнутых в одну сторону, наблюдаются следы струй стекания (фиг. 4-VII). Образуются на

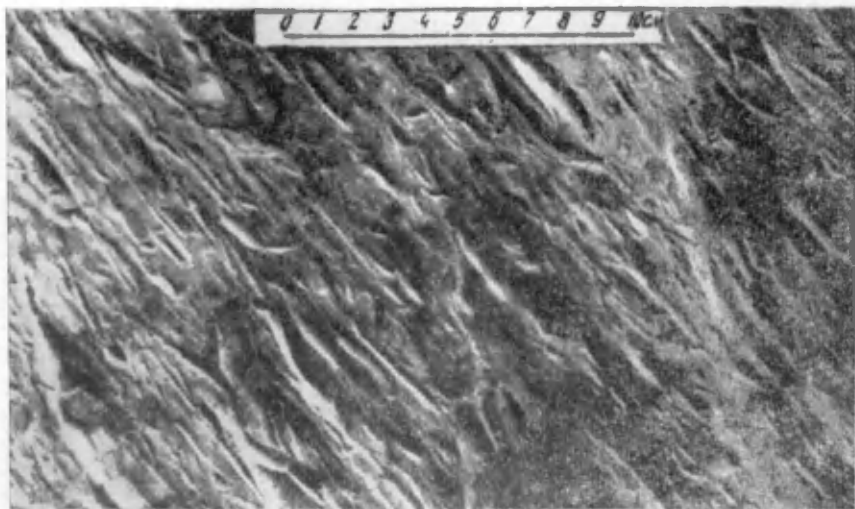


ФИГ. 4-VII. СЛЕДЫ СТРУЙ СТЕКАНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ТОНКО-ЗЕРНИСТОГО ПЕСКА СОВРЕМЕННОГО ПЛЯЖА [ШРОК, 1950].

пологих песчаных морских и речных [Маслов, 1953] пляжах при сбегании волн, а также на склонах при стекании дождевых вод. В ископаемом состоянии обычно встречаются в виде слепков,

представляющих систему тонких, низких дихотомизирующих хребтиков, напоминающих растительные остатки.

Следы плавающих предметов представляют собой борозды, прочерченные в мягком илу переносимыми водой предметами — раковинами организмов, стеблями и стволами растений или движущимся льдом. В ископаемом состоянии встречаются обычно не сами борозды, а слепки с них, отпечатанные в подошвах вышележащих слоев (фиг. 5-VII). Слепки представляют собой различной



ФИГ. 5-VII. СЛЕПКИ БОРОЗД, ПРОЧЕРЧЕННЫХ ПЛАВАЮЩИМИ ПРЕДМЕТАМИ, ГЛАВНЫМ ОБРАЗОМ АММОНИТАМИ, НА ПОВЕРХНОСТИ ГЛИНИСТОГО ОСАДКА [ХВОРОВА, 1955].

длины (от сантиметров до дециметров) хребтики, обычно с заостренными краями. Поперечное сечение хребтиков может быть овальным, V- и W-образным и часто настолько характерным для данного слоя, что по ним можно устанавливать природу переносимых предметов [Хворова, 1955]. Борозды и слепки с них располагаются чаще всего параллельно друг другу и ориентированы в направлении течения. Характерны для морских отложений, в особенности для флишевых и нижнемолассовых. Очень редко наблюдаются в континентальных толщах.

Стержневые экзоглифы в виде очень крупных прямолинейных валиков были встречены автором в каменноугольном терригенном флише Ферганского хребта (фиг. 6-VII). Ширина их достигает 20 см, высота — 8—10 см при симметричном или скошенном профиле, наблюдаемом в поперечном срезе. Длину валиков установить не удалось, во всяком случае, судя по выходам, доступным наблюдению, она превышает несколько метров. Образование таких

валиков остается неясным. Возможно, они также представляют собой слепки борозд, прочерченных на илистом дне крупными плавающими предметами. Валики параллельны друг другу и вытянуты по направлению течения, устанавливаемому по ориентировке косой слоистости и слепкам борозд размыва.

Борозды и слепки борозд размыва — обычная форма fossilization — в виде слепков, представляющих собой системы параллельных язычковидных бугров с одним заостренным или овальным концом и другим расширяющимся и пологим (фиг. 7-VII).



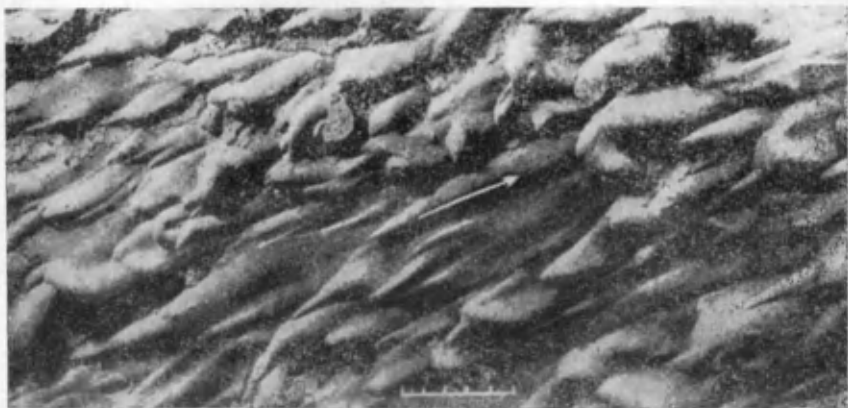
ФИГ. 6-VII. СЕРЖНЕВЫЕ ЭКЗОГЛИФЫ НА НИЖНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ КРУПНО-ЗЕРНИСТОГО ПЕСЧАНИКА В ТЕРРИГЕННОМ КАМЕННОУГОЛЬНОМ ФЛИШЕ ФЕРГАНСКОГО ХРЕБТА.

Острые концы бугров часто изогнуты вследствие вторичных деформаций. Размеры — различны, обычно длина бугорков не более 10 см, высота — до 1—1,5 см. Очень характерны для флишевой формации и ориентированы чаще всего параллельно оси флишевого трога.

Борозды размыва по отношению к глинистому осадку, в котором они образуются, являются вторичными, наложенными и связаны с течениями, проходящими вдоль флишевого прогиба после образования и некоторого уплотнения глинистого осадка. В результате действия течений образуются борозды вымывания, острые концы которых направлены в сторону, обратную течению. Обломочный материал, влекаемый потоком, при последующем затухании его скорости выполняет образовавшиеся ложбины, создавая систему слепков на нижней пластовой поверхности песчано-алевритовых

пород. Зависимость величины слепков от зернистости слагающего их осадка вполне понятна, так как оба эти признака определяются одним фактором — общей энергией потока, зависящей от его скорости и плотности.

Своеобразные и трудно объяснимые язычковые экзоглифы наблюдал автор в таврической свите Крыма: на нижней поверхности среднезернистого песчаника — две системы язычков, одни гигантские, размером до 2,5 м, вторые — мелкие, обычного типа на поверхности крупных (фиг. 8-VII), одинаково с ними ориентированные. Неясным в данном случае является механизм одновременного образования



ФИГ. 7-VII. СЛЕПКИ БОРОЗД РАЗМЫВА НА НИЖНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПЕСЧАНИКА [GLAESSNER, 1958].

Стрелкой показано направление течения. Деления на линейке отвечают 1 см.

борозд размыва разного порядка, в которых мелкие борозды должны были формироваться на поверхности более крупных.

Знаки внедрения образуют большую группу экзоглифов, несколько различных как по внешнему виду, так и по условиям образования. Они описаны под названием «знаков внедрения», «следов течения пластического осадка» (flow-casts), «базальных деформаций» и «натечных гнереоглифов». Наблюдаются, по существу, только на нижней пластовой поверхности песчаных пластов и выступают тем крупнее и рельефнее, чем более крупнозернистой является порода, слагающая пласт-знаконоситель, и чем больше его мощность.

Можно выделить, по крайней мере, три разновидности знаков внедрения. Все они являются результатом перемещения, течения и связанного с ним внедрения пластичного терригенного вещества в нижележащий тонкозернистый илистый осадок.

Первая разновидность представляет собой неправильно бугристые образования размером в несколько сантиметров, не имеющие заметной ориентировки в плане и представляющие собой деформа-

ции нагрузки (фиг. 9-VII). Последние возникают даже в том случае, если слои лежат горизонтально, но вследствие неравномерности строения как нижележащего илистого, так и вышележащего песчаного слоя, а следовательно, и неравномерности нагрузки, на границе между ними возможны пластичные деформации, как это было установлено опытами Кюенена [Kuenen, Migliorini, 1950]. Подобные образования хорошо известны во флише и нижней молассе Урала [Хворова, 1955], флише Карпат [Баранов, 1951], во флишевых,



ФИГ. 8-VII. ЯЗЫЧКОВЫЕ ЭКЗОГЛИФЫ ДВУХ ПОРЯДКОВ.

Мелкие экзоглифы расположены на поверхности гигантских «язычков» длиной до 2,5 м (масштабом служит спичечная коробка).

аспидных и нижнемолассовых толщах Кавказа [Гроссгейм, 1946; Вассоевич, 1948а, 1951, 1953].

Вторая разновидность знаков внедрения представлена плоскими удлиненными валиками (фиг. 10-VII). Иногда они заострены на концах. В поперечном сечении видно, что валики нередко уплощены или даже вогнуты в центре и обладают асимметричным строением. Подобные знаки описаны во многих работах по флишевым, граувакковым и сланцевым толщам. Прентис в специальной статье, посвященной этим знакам [Prentice, 1956], указывает, что образование их происходит в результате оползания осадка, лежащего на наклонной поверхности, и внедрения его в более тонкий подстилающий ил. Направление перемещения перпендикулярно к длинным осям валиков, крутые склоны их обращены в сторону смещения осадка.

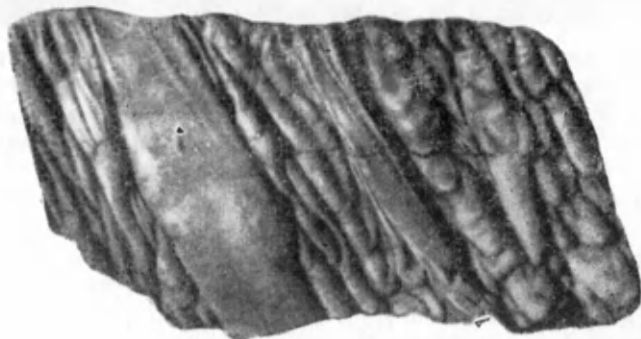
Третий тип знаков внедрения представлен язычковыми экзоглифами — системами параллельно ориентированных удлиненных бугров.

Форма бугров в плане довольно правильная — с крутым округлым концом, с одной стороны, и пологим — с другой (фиг. 11-VII).



ФИГ. 9-VII. ЗНАКИ ВНЕДРЕНИЯ (ДЕФОРМАЦИИ НАГРУЗКИ) НА НИЖНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПЕСЧАНИКА [ХВОРОВА, 1955].

Размеры бугров — от 1—2 см до 10—15 см. Внешний вид бугорков, аналогичный наблюдающимся следам оползания в современных осадках, а также ориентировка их, обычно поперечная флишевому трогу

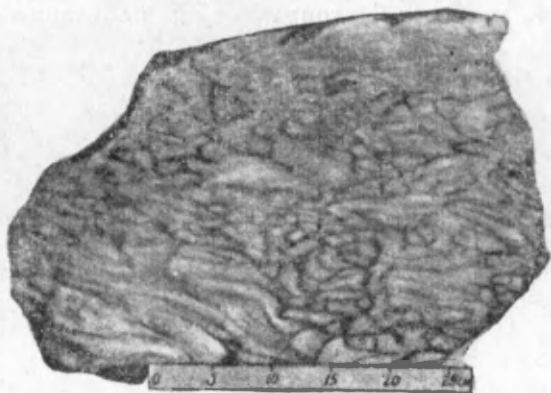


ФИГ. 10-VII. НИЖНЯЯ ПОВЕРХНОСТЬ ПЕСЧАНИКА С ВАЛКООБРАЗНЫМИ ЗНАКАМИ ВНЕДРЕНИЯ И ОПОЛЗАННЯ [АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР. . . , 1962].

с острыми концами, направленными от берега к морю, т. е. вниз по склону шельфа [Гроссгейм, 1946], заставляют считать их деформациями оползания, образовавшимися в результате скольжения слоя песчаного осадка по слою пластичного глинистого вещества.

Все три разновидности текстур внедрения обязаны своим происхождением гравитационному фактору. Форма их зависит от крутизны склона, на котором залегают осадок. На горизонтальных поверхностях проявляется первая из отмеченных разновидностей форм внедрения. На поверхностях наклонных, где давление на нижележащий осадок сопровождается оползанием, образуются асимметричные и язычковые экзоглифы.

Необходимо отметить, что гравитационная природа язычковых экзоглифов не всегда может быть установлена вследствие сходства их с рассматриваемыми выше следами борозд, образованных при антидунной форме размыва илистого дна.



ФИГ. 11-VII. ЯЗЫЧКОВЫЕ ЗНАКИ ВНЕДРЕНИЯ, ОБРАЗОВАВШИЕСЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ОПОЛЗАННЯ [ВАССОВЕВИЧ, 1951].

Отпечатки конкреций, окатышей, выходы нептунических даек и другие образования могут наблюдаться на нижних пластовых поверхностях, но поскольку они представляют собой внутрислоевые образования, их удобнее рассмотреть в следующем параграфе при характеристике эндоглифов.

*Текстуры органического происхождения.* В тонкозернистых отложениях, принадлежащих аллювиальным и приморским равнинам, встречаются следы конечностей позвоночных. Однако чаще удается наблюдать не сами следы, а негативные слепки с них на нижних пластовых поверхностях песчаников. О. С. Вялов [1936] выделяет пять основных групп следов позвоночных — следы птиц, млекопитающих, хищников, непарнокопытных и парнокопытных, приводит их подробное описание и указывает основные находки, сделанные в нашей стране и за рубежом.

Следы и олзания животных, преимущественно червей, могут быть встречены в виде ядер, выполняющих галереи, на верхней поверхности пластов глинистых и песчаных осадков, но

чаще встречаются в виде слепков на нижних пластовых поверхностях песчаников. Подобные слепки присутствуют в виде единичных образований или густо покрывают поверхность слоя, петлеобразно изгибаясь и пересекаясь. Размеры валиков различны — их ширина может измеряться миллиметрами и первыми сантиметрами, длина достигает 20 см (фиг. 12-VII). Валики могут наблюдаться не только на границе песчаного и глинистого слоя, но и уходить в глубь глинистого осадка, и даже проходить из одного слоя в другой. Подобные образования являются ходами червей — пескожилов, ракообразных и некоторых других зарывающихся в ил форм. Возникновение их, очевидно, происходило внутри осадка, после отложения глинистого и песчаного слоя, хотя граница между ними по какой-то причине являлась средой, наиболее благоприятной для обитания организмов.



ФИГ. 12-VII. ВАЛИКООБРАЗНЫЕ ЭКЗОГЛИФЫ — СЛЕПКИ  
СО СЛЕДОВ ПОЛЗАНИЯ ЧЕРВЕЙ [ХВОРОВА, 1955].

Бугорчатые экzogлифы — слепки с норок и гнезд, оставленных животными. Наблюдаются во флишевых, нижнемолассовых и других глинисто-сланцевых отложениях в виде бугров обычно правильной округлой формы размером в несколько сантиметров. Высота бугров может достигать 2—2,5 см, поперечное сечение округлое и конусовидное. Подобные образования являются следствием пассивного заполнения пор и углублений, сделанных животными в илистом дне.

*Проблематичные экzogлифы, или гиероглифы.* В статье Н. Б. Васосовича [1953] можно найти историю термина «гиероглиф», который в переводе с древнегреческого обозначает рельефные изображения, неразгаданные письмена на поверхности плит. Именно такого содержания, отвечающего прямому смыслу термина, придерживаются авторы «Атласа структур и текстур...» [1962].

К образованиям неустановленного происхождения прежде всего необходимо отнести рельефные знаки, преимущественно на нижних поверхностях напластования, известные под названием Palaeodictyon. Они представляют собой систему шестигранных ячеек — слепков с выступающими гранями (фиг. 13-VII), хотя встречаются и пози-

тивные знаки. Размеры ячеек измеряются миллиметрами и первыми сантиметрами. Целый ряд исследователей доказывают неорганическое происхождение *Palaeodictyon*, считая их следами интерференции волн, трещинами высыхания и пр., другие высказываются за биогенное их происхождение. Подробный анализ взглядов на природу *Palaeodictyon* содержится в работе А. П. Карпинского [1932], а также О. С. Вялова и Б. Т. Голева [1960].

Еще одной разновидностью загадочных знаков являются гиероглифы типа *Taonurus*, представляющие собой веерообразные формы — системы изгибающихся тонких шнуровидных валиков, исходящих из одного центра (фиг. 14-VII). Их принимали и за остатки водорослей, и за следы движения пучков трав и водорослей, разветвляемых



ФИГ. 13-VII. PALAEODICTYON НА ПОВЕРХНОСТИ ПЕСЧАНОЙ ПОРОДЫ ИЗ ТАВРИЧЕСКОЙ СВИТЫ КРЫМА [АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР. . . , 1962].



ФИГ. 14-VII. ГИЕРОГЛИФЫ ТИПА TAONURUS НА НИЖНЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПЕСЧАНИКА [АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР. . . , 1962].

ветром или водой [Наливкин, 1956]. П. Б. Вассоевич [1953] относит их к своеобразным «винтовым» фукоидам — ходам движения червей-илоедов. Деятельностью червей-илоедов П. Б. Вассоевич объясняет также образование своеобразных отпечатков на пластовых поверхностях, известных во флише под названием *Palaeophycus* и *Helminthoidea*.

Не установлено происхождение целого ряда других знаков и негативных слепков, имеющих форму выступающих, беспорядочно расположенных гребешков, крупных орнаментированных валиков, неправильных бугров и некоторых других образований, встреченных в морских и континентальных отложениях.

#### § 4. Внутрипластовые текстуры — эндоглифы

*Эндоглифы механического происхождения.* Текстуры перемещения пластического осадка, которые называют также «сингенетическими и диагенетическими деформациями», «знаками стекания» и «псевдоскладчатостью», представляют собой системы неправильных, нередко опрокинутых складок (фиг. 15-VII). Складки часто имеют чашеобразную, скрученную форму. Иногда складочки, отрываясь от основного пласта, образуют округлые, закрученные «колобки». Часто наблюдаются мелкие разрывы и обрывки участков породы, придающие слою вид брекчии. Среди тонкозернистого мелконесчано-алевритового материала, который, надо сказать,



ФИГ. 15-VII. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВОГО ОСАДКА, ВЫЗВАННЫЕ ЕГО ОПОЛЗАНИЕМ [DOTT, HOWARD, 1962].

наиболее часто подвергается деформациям, могут присутствовать крупные глыбы, гальки и крупный песок.

Горизонты смятий пластического осадка в подошве и кровле ограничены ненарушенными пластами. Подобные соотношения пород не всегда связаны с сингенетическими и диагенетическими дислокациями осадка и могут также возникать при складчатости в связи с различной компетентностью пород на механические воздействия. В пользу первичного происхождения дислокаций, не связанных со складчатостью, говорят: 1) присутствие в кровле поверхности размыва, срезающей смятие; 2) признаки пластического, вязко-текучего осадка, не испытавшего литификации и образующего вихреобразные и концентрические образования, не свойственные складчатым дислокациям; 3) приуроченность дислокаций к определенным стратиграфическим горизонтам при отсутствии связи с тектоническими структурами.

Пластические деформации имеют различную причину и в целом могут быть разделены на три группы: 1) деформации оползания; 2) деформации от нагрузки; 3) деформации волочения.

Деформации оползания неконсолидированного осадка наиболее широко распространены среди отложений геосинклинальных и переходных областей как морских, так и континентальных. Возникают вследствие скольжения осадков по дну при его уклонах более 1—2°. Масштабы деформаций различны — от мелких внутрипластовых текстур со складками, измеряемыми миллиметрами и сантиметрами, до мощных смятий, оцениваемых десятками метров и захватывающих серии пластов и горизонтов.

Оползневая природа дислокаций больших масштабов, типа описанных во флише и нижней молассе Урала [Хабакон, 1948а; Хворова, 1961], флише Кавказа [Вассоевич, 1951], не вызывает сомнений. Также оползневой характер носят дислокации, имеющие ограниченное вертикальное, но широкое площадное распространение и связанные с периодами наиболее интенсивных сейсмических проявлений. Такие дислокации проявляются не только в морских, но и континентальных отложениях [Конюхов, 1951; Верзилин, 1961]. Несомненно оползневыми являются нарушения, оконтуривающие склоны древних подводных возвышенностей [Гроссгейм, 1946; Kuhn-Velten, 1955].

Однако в целом ряде случаев текстуры пластического перемещения не связаны с оползневыми явлениями. Описанные выше текстуры внедрения, являющиеся следствием вертикальных нагрузок, в вертикальном сечении представляют серии смятий различной формы и различных размеров, не всегда отличимых по конфигурации от оползневых текстур.

Опыты Кюнена и Менарда [Kuenen, Menard, 1952] по искусственному воспроизведению суспензионных течений высокой плотности и сформированных ими отложений с градиционной слоистостью показали, что при прохождении мутьевого потока по поверхности жидкого ила в верхней части последнего формируются смятия в результате вовлечения осадка в движение проходящим над ним мутьевым потоком. Такие текстуры получили название деформаций волочения.

Кроме того, осадочный материал, содержащийся в суспензионном потоке, способен оказывать гравитационное воздействие на нижележащий осадок и приводить к появлению сложных неправильных деформаций даже в том случае, если наклон склона, на котором они развиваются, равен нулю. Подобные деформации могут усиливаться при диагенезе осадков, в особенности если они образуются в сейсмически активных районах, где осадки подвергаются периодическому встряхиванию.

Очевидно, что степень диагенетических гравитационных дислокаций осадков должна быть тем выше, чем больше мощность покрывающего их слоя грубых наносов, что нередко и удается наблюдать во флишевых и граувакковых формациях. При наличии уклонов дна диагенетические дислокации от нагрузки сопровождаются течениями пластического осадка в направлении уклонов и переходят в текстуры оползания.

Деформации облекания и следы погружения предметов в мягкий ил. Вблизи конкреций, галек, валунов и иных предметов, содержащихся в осадке, могут наблюдаться деформации последнего, связанные с уплотнением, течением вещества, а также накоплением его на неровностях дна. Р. Шрок приводит многочисленные примеры деформаций песчаного ила, вызванные падением ледниковых валунов и вулканических бомб, и указывает критерии определения подошвы и кровли пласта по характеру возникающих при этом нарушений. Деформации осадка могут происходить не только при осаждении вещества, но также при его диагенезе и эпигенезе. Особенно часто возникают они вблизи конкреций и связаны с их ростом, сопровождающимся уплотнением вещества и нарушением его слоистости.

Следы взмучивания осадка наблюдаются в карбонатно-песчаных и глинисто-песчаных отложениях в виде отдельных обломочков и кусочков осадка неправильной формы с неровными краями. Скопления подобных частиц, измеряемых сантиметрами и миллиметрами, подчинено слоистости, т. е. они располагаются в пределах тонких прослоев и уплощены параллельно плоскости напластования. В чисто песчаных разностях осадков взмучивание приводит только к разрушению слойчатости.

Причиной взмучивания являются внезапно проявляющиеся волнения, течения и деятельность ползающих, плавающих у дна или зарывающихся в ил животных.

Глинистые окатыши весьма часто наблюдаются в песчаных отложениях, где их называют глинистыми катунами, глинистой галькой и валунами. Форма окатышей различная — шаровидная, эллипсоидальная, яйцевидная или трубчатая. Размеры — от нескольких миллиметров до 0,5 м и более. Часто имеют концентрическое сложение, хорошо видимое в поперечном срезе.

Глинистые окатыши могут быть рассеяны в песчаной породе или давать скопления в отдельных прослоях. Встречаются в аллювиальных и морских песках. Образуются путем размыва ранее накопившегося осадка и перекачивания кусочков глинистого вещества по дну, глинистые окатыши указывают на подвижность среды отложений.

Скопления глинистых окатышей на определенных горизонтах разрезов могут проследиваться на значительных площадях, что может быть использовано при стратиграфической корреляции однородных песчаных пачек и толщ [Одинцова, Сергеев, 1961].

Кластические дайки. Представляют собой трещины в горных породах, заполненные обломочным, чаще всего песчаным материалом. Ширина даек колеблется от нескольких миллиметров до 3—5 м. Известны дайки, представляющие собой массивы мощностью до 300 м. В зависимости от размеров даек, часть из них можно рассматривать как текстурные элементы пород, другие — как текстуры осадочных толщ и трещины, наиболее крупные и не связанные с определенными толщами, — как тектонические элементы районов.

Кластические дайки широко распространены, образование их происходило от докембрия [Уханов, 1962] до наших дней [Мирошниченко, 1951]. Одним из интереснейших мест развития кластических даек является Северное Приаралье, где на площади распространения тасаранской свиты эоцена число даек достигает многих тысяч [Гарецкий, 1956]. Наиболее часто кластические дайки образуются в результате землетрясений и медленных тектонических движений. Возникают также вследствие разрывных нарушений, оползневых явлений, обвалов, высыхания грунта, мерзлотных явлений и карста.

Р. Г. Гарецкий, опубликовавший сводку по кластическим дайкам, выделяет среди них инъекционные и нептунические.

Инъекционные дайки образовались путем проникновения кластического материала снизу вверх под действием различных сил. Нептунические — в результате поступления обломочного материала сверху вниз как в поверхностные трещины, так и трещины, образованные на глубине.

Не только инъекционные, но и большинство нептунических даек имеет глубинное происхождение, связанное с сейсмо-тектоническими процессами [Дмитриев, 1957]. Их изучение служит целям структурно-тектонического познания регионов. Собственно палеогеографический интерес представляют поверхностные нептунические дайки, которые отличаются от глубинных меньшими размерами, малой протяженностью, неровными стенками и менее четкой формой. Поверхностные дайки приурочены к поверхностям перерыва, корам выветривания, и в разрезах осадочных толщ имеют, как правило, широкое площадное и узкое вертикальное распространение.

*Эндоглифы физико-химического происхождения.* К о н к р е ц и и. Представляют собой местные обособления вещества, отличающиеся от вмещающей породы по составу или структуре и имеющие форму шаров, эллипсоидов, линз, линзовидных пластов и образований неправильной формы. Возникновение конкреций связано с неоднородностью осадка и неравномерным распределением в нем окислительно-восстановительного потенциала, солевого и газового режима в период диагенеза. Большинство конкреций поэтому является диагенетическими, хотя известны конкреции, возникающие при осаждении — седиментационные, а также эпигенетические. Принадлежность конкреций к определенной стадии формирования осадка устанавливается путем сравнения их состава с составом аутигенных минералов, наблюдением над формой конкреций, их соотношением со слоистостью, положением в осадочных ритмах, приуроченностью к тем или иным фаціальным типам осадков и другими геологическими методами.

Сингенетичные конкреции — железомарганцевые сгустки, водорослевые желваки, некоторые фосфоритовые и кремнистые стяжения — образуются в процессе отложения осадка за счет концентрации вещества, выпавшего в малых количествах, или непосредственной кристаллизации его вокруг каких-то центров в результате

биохимических и физико-химических процессов. Сингенетичные конкреции всегда уплощены и расположены по слоистости, которая облекает конкрецию сверху или сверху и снизу. Признаком сингенетичности конкреции являются также обломки раковин или растительные остатки, наблюдающиеся на поверхности конкреций и отсутствующие внутри нее, налипшие на комок осадка при его перекатывании по дну.

Диагенетические конкреции образуются за счет перераспределения вещества, первоначально рассеянного в осадке, и концентрации его вокруг каких-то центров, где физико-химические условия несколько отличны от общей среды преобразования осадка. Такими центрами являются минеральные вещества — сульфидные соединения железа, окисные соединения железа, марганца и др., а также, и это наиболее часто, — остатки животных или растительных организмов. Форма возникающих при этом стяжений зависит от текстуры и структуры самого осадка и может быть от правильной эллипсоидальной до причудливой дендритовидной и четковидной. По-видимому, диагенетические конкреции всегда несколько уплощены и частично облекаются, частично секут слоистость или слойчатость. Нередко слойчатость, наблюдаемая в слое породы, прослеживается и внутри конкреции.

По составу диагенетические конкреции песчаных пород могут быть карбонатные — сидеритовые, магносидеритовые, анкеритовые, доломитовые и кальцитовые; сульфидные — пиритовые и марказитовые; фосфоритовые, баритовые, гипсово-ангидритовые, марганцовые. Следует отметить, что в собственно песчаных породах конкреции сравнительно редки и могут быть встречены тем чаще, чем больше в песке или песчанике глинисто-алевритовой примеси.

Эпигенетические конкреции, которые обычно приурочены к растворимым породам, в песчаных отложениях встречаются еще реже. «В пользу эпигенетического или позднедиагенетического происхождения конкреции говорит наличие в ней больших пустот, пересечение слоев, особенно разного состава, плохая и неодинаковая сохранность органических остатков и другие признаки. Напротив, о безусловно более раннем происхождении конкреции говорит лучшая, чем в окружающей породе, сохранность органических остатков, текстурных особенностей, меньшая сдавленность, строгая приуроченность к одному слою и т. д.» [Швецов, 1958].

Разновидностями конкреций являются септарии, секретиции и жеоиды. Септарии образуются в результате старения и обезвоживания гелей, слагающих конкрецию, их растрескивания и последующего заполнения трещин различными минералами.

Секретиции по внешнему виду сходны с конкрециями. Отличаются способом образования, так как растут не от центра к периферии, а от периферии к центру, заполняя крупные пустоты в породе. Если рост септарии не прошел до конца и не вся полость заполнена кристалликами, обрастающими ее стенки, то подобные образования называют жеодами.

Глобулярные текстуры и шаровые отдельности. Иногда песчаные и песчано-алевритовые зерна, связанные карбонатным или гипсовым цементом, образуют округлые стяжения — глобулы. Глобулы могут срастаться между собой и давать тела неправильной, гроздевидной формы. Такие образования, возникающие в процессе эпигенеза, получили название глобулярных текстур.



ФИГ. 16-VII. КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ШАРОВАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ В КРУПНОЗЕРНИСТЫХ ГРАУВАККАХ ЗИЛАНРСКОЙ СЕРИИ ЮЖНОГО УРАЛА.

Формами, связанными преимущественно с выветриванием пород, являются скорлуповатая, сферическая и шаровая отдельности. Между собой они различаются масштабами проявления, но во всех случаях представляют собой округлые образования с концентрическим внутренним строением. Особенно замечательны сферические отдельности в граувакковых песчаниках и туфах, где отдельные «шары» достигают 1,5—2 м в поперечнике (фиг. 16-VII).

Образованию шаровой отдельности предшествует целый ряд изменений породы в период ее эпигенеза. Как указывает Г. А. Дмитриев [1941], первоначально порода может быть разбита параллелизмеподальной отдельностью. Впоследствии происходит просачивание растворов и изменение кусков породы по зонам, следующим внешним контурам обломков по их периферии и округляющимся в центре. В дальнейшем, при выветривании, раскалывание кусков происходит параллельно границам образовавшихся концентрических зон. Шаровые отдельности приурочены к толщам полимиктовых глинисто-сланцевых пород, граувакк и туфов. Широко развиты в аспидных, граувакковых и нижнемолассовых формациях Казахстана, Кавказа, Урала и других областей.

**Ф у л ь г у р и т ы** представляют собой вертикальные ветвящиеся трубочки, сложенные сплавленным песчаным материалом. Обладают остаточной намагниченностью. Образуются при ударе молнии в сухой песок и встречаются в современных отложениях; их существование в ископаемом состоянии не доказано.

**С т и л о л и т ы** — текстуры, очень характерные для глинисто-карбонатных пород и редкие для песчаных. Представляют собой системы бугров, которые в поперечном срезе породы образуют зубчатые лопасти, протягивающиеся параллельно плоскостям напластования и направленные остриями как к подошве, так и к кровле пласта. Иногда стилолитовые швы ориентированы параллельно косым слоям или секущим трещинам. Лопастии стилолитов выполнены песчаным материалом, ограничивающие их стилолитовые швы — нерастворимым остатком цемента. Размеры лопастей песчаных стилолитов невелики, редко превышают 5 см. Образуются при эпигенезе за счет выноса растворимого вещества по трещинкам, приобретающим в результате давления зубчатую форму. Описаны в ряде работ [Healt, 1955].

Ряд текстур, таких как конус-в-конус, воронкообразного просачивания, парастилолитовые (осадочного будинажа), свойственны породам химического происхождения, главным образом карбонатным и глинисто-карбонатным, и в обломочных породах практически не встречаются.

*Эндоглифы органического происхождения.* Следы жизнедеятельности животных представлены одиночными норками или многочисленными, часто переплетающимися трубками различных размеров и очертаний. Они могут быть довольно крупными, диаметром в несколько сантиметров и глубиной в несколько десятков сантиметров и представлять собой вертикальные норки, оставленные в песке моллюсками и брахиоподами. Такие норки заканчиваются внизу закруженным слепым концом и часто содержат на дне погребенные раковины.

Значительно шире распространены более тонкие прямолинейные или сложно переплетающиеся ходы животных, выполненные веществом вмещающего осадка или перенесенным из соседнего вышележащего слоя. О. С. Вялов [1966] среди эндоглифов органического происхождения выделяет: а) трубчатые формы, оставленные червями-илоедами, б) кустистые, или сложного сплетения, представляющие собой норки ракообразных и в) разнообразные геликоидные формы, природа которых не всегда может быть установлена.

а) Наиболее обширная группа биогенных текстур связана с деятельностью червей-илоедов (целофагов) и пескоедов (псаммофагов). О. С. Вялов трубчатые ходы червей разделяет на четыре разновидности. К первой разновидности («надсемейству», по О. С. Вялову) относятся так называемые ректоубы — простые неразветвленные вертикальные трубки или их ядра в виде гладких или поперечно-кольчатых стержней. Сюда же принадлежат сколиты — своеобразные трубочки, начинающиеся внутри

пласта в 10—15 см от кровли, диаметром 3—5 мм, и располагающиеся вертикально [Шрок, 1950]. Вторую разновидность составляют аркотубы — изогнутые U-образные трубки с двумя выходами на пластовую поверхность. К третьей разновидности принадлежат спиротубы — спиральные трубки с вертикальной или горизонтальной осью навивания.

Наиболее обширна четвертая разновидность, называемая хондритами, или фукоидами. Термином «фукоиды» (*Fucoides*), введенном в первой половине прошлого столетия А. Броньяром, обозначаются сложные ветвистые образования, которым первоначально приписывали растительное происхождение, считали своеобразными отпечатками кристаллов льда, а позже — ходами илоедов. Отдельные ветви фукоидов идут параллельно друг другу или заканчиваются, не доходя до стебля, либо заходят один за другой, но при этом никогда не пересекаются. Эту особенность фукоидов связывают [Вассович, 1951, 1953] с определенным чувством раздражения — «страхом прикосновения», свойственным аннелидам, ходами перемещения которых фукоиды являются.

Фукоиды редко встречаются в песчаных осадках, хотя известны случаи, когда они переполняют пласты песчаников (фукоидные песчаники нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы). Наиболее часто они встречаются во флише, где приурочены к карбонатным либо к известково-аргиллитовым элементам флишевых ритмов.

б) Группа эндоглифов, связанная с деятельностью ракообразных, представляет собой фоссилизированные норки сложного сплетения, изгибающиеся, ветвящиеся, реже прямолинейные. Образуются они в глинисто-алевритовых [Геккер, 1957] или в песчаных осадках, слои которых, переполненные этими образованиями, получили название фигурных песчаников. Так, в песчаниках Ергеней наблюдаются разветвленные трубочки, стяжения, натеки и полые трубки диаметром до 25 см. Мнение о связи фигурных песчаников с деятельностью ракообразных наиболее распространено [Вялов, 1966], однако нередко полагают, что образование их вызвано минерализацией кварцем и карбонатами корней травяных растений [Горелов, 1953].

в) Геликоидные формы эндоглифов представлены фунтикообразными, конически-спиральными, веретенообразными и другими разновидностями. Некоторые из них связаны с деятельностью илоедов, природа некоторых остается неустановленной.

Следы растительных организмов. В песчаных и песчано-алевритовых породах могут содержаться как остатки различных растений — от простейших сине-зеленых и багряных водорослей до корней и стволов выспших растений, погребенных в их прижизненном положении, — так и продукты фоссилизации пустот, оставшиеся после разрушения растительных элементов, а также сложные текстурные образования, возникающие вследствие деятельности растений в почвах и у поверхности дна.

Хорошо известны так называемые «текстуры прорастания», возникающие вследствие пересечения слойчатости корневой системой, в результате чего образуется своеобразный сетчатый узор. В ряде случаев глинисто-песчаные и алевро-песчаные осадки пересекаются настолько густой сетью корней, что приобретают характерную комковатую текстуру. Такие отложения, развитые обычно в почве угольных пластов, получили в Донбассе название «кучерявчик». Следы корневой системы могут быть в морских песках, но наиболее часты в континентальных отложениях — угленосных, красноцветных и в верхних молассах.

**К о п р о л и т ы** — различного рода катышки, которые, будучи выброшены организмами, скрепляются с субстратом. В покрывающем слое отпечатываются в виде борозд и ямок. Иногда образуют конкреционные шарики, устилающие поверхность пласта.

## § 5. Задачи изучения внутрислоевых и напслоевых текстур

Анализ экзоглифов и эндоглифов, проводимый в процессе полевых работ, помогает решению целого ряда геологических задач, из которых основными являются: 1) расшифровка тектонической структуры; 2) задачи стратиграфические; 3) палеогеографические; 4) формационные, связанные с выделением формаций.

**Структурно-геологические задачи** постоянно приходится решать исследователю мощных и обычно монотонных песчано-глинистых толщ — флиша, моласс и т. д., в которых различного рода внутренние и внешние текстурные знаки распространены наиболее широко. Основная задача, решаемая путем анализа экзоглифов и эндоглифов, в данном случае состоит в определении подошвы и кровли пласта. Эти вопросы разбираются в специальных курсах геокартирования, им же посвящена сводка Р. Шрока. Поэтому, не рассматривая их подробно, отметим лишь основные моменты.

Подавляющее большинство скульптурных экзоглифов встречается в виде слепков, образующих рельефные знаки, выступающие над нижней поверхностью пласта, сложенного в нижней части наиболее грубым для данного пласта материалом. Наоборот, различные знаки вдавливания свойственны кровлям пластов. Рельефные, выступающие на верхних поверхностях знаки, которые можно спутать с негативными слепками, встречаются значительно реже и включают следующие образования:

— трещины высыхания, выполненные материалом, одинаковым по зернистости с вмещающим осадком и образующим рельефные валики над поверхностью пласта;

— знаки поверхностного оползания в виде язычковидных бугорков, которые могут быть спутаны со знаками внедрения и слепками борозд размыва;

— стяжения глинисто-карбонатного вещества, глинисто-алевритовые окатыши и текстуры перемещения осадка, которые могут образо-

вать рельефную пластовую поверхность, напоминающую различные негативные слепки;

— фукоиды, которые могут образовать рельефную поверхность, напоминающую слепки с ходов червей.

Во всех случаях рельефные позитивные знаки отличаются от слепков меньшей рельефностью, меньшей «густотой заполнения поверхности» (по выражению В. А. Гроссгейма), менее правильной формой и ориентировкой. Они сложены менее крупным материалом, чем негативные слепки, и встречаются значительно реже последних. Нередко, наблюдая только частоту встречаемости различных знаков, даже не прибегая к другим признакам, по наблюдениям на 10—15 пластовых поверхностях можно сделать правильный вывод о положении кровли и подошвы пластов.

Из эндоглифов на подошву пласта указывает: направление выклинивания трещин высыхания; направление выпуклостей ходов червей в случае их U-образной формы; направление выклинивания норок и следов, оставленных роющими организмами и корневой системой растений; особенности текстур перемещения осадка, в особенности глинисто-алевритовых «колобков», обращенных выпуклостью вниз и раскрытых кверху; расположение глинистых окатышей, приуроченных обычно к подошве пластов.

**Стратиграфические задачи.** В литературе описаны многочисленные примеры того, как экзоглифы и эндоглифы определенного типа, будучи приуроченными к тем или иным свитам и горизонтам, являлись руководящими для них и использовались для стратиграфической корреляции удаленных друг от друга разрезов.

Так, А. В. Македоновым [1948] была произведена корреляция разрезов угленосных отложений по содержащимся в них конкрециям, Н. Н. Верзилиным [1961] использованы следы древних землетрясений для сопоставления разрезов красноцветных толщ. Хорошо известно корреляционное значение различных текстур во флише и нижней молассе. «... Для ааленских отложений Юго-Восточного Кавказа характерны два типа гиероглифов, не встречающиеся в более юных образованиях... Для флишевой фации титонских отложений... руководящими являются совсем другие гиероглифы...» Вместе с тем, ... некоторые типы гиероглифов, встречающиеся в определенной свите в каком-либо районе, в другом районе могут быть руководящими для другой свиты, фациально сходной. ... Например, натечные гиероглифы, которые на Юго-Восточном Кавказе отмечены исключительно в кемпшдагской свите сеномана, в Горной Кахетии... являются руководящими для свиты тетрахеви, принадлежащей баррему и апту...» [Гроссгейм, 1946].

При использовании текстурных особенностей в качестве стратиграфических коррелятивов важное значение приобретает соблюдение принципов единообразия в их описании и применении терминов, в особенности, когда работы производятся разными исследователями. Этой цели служат единые схемы описания текстур, предложенные для флиша [Гроссгейм, 1955], моласс [Попов, 1954] и других осадочных

комплексов. Так, в указанной работе В. А. Гроссгейма предлагается производить морфологическое описание экзоглифов с обязательным указанием: 1) их рельефности, 2) формы и размеров элементов рельефа, 3) густоты заполнения поверхностей напластования, 4) способа сочетания элементов рельефа относительно друг друга и относительно пласта — экзоглифоносителя, 5) ориентировки в пространстве, 6) положения относительно кровли и подошвы пласта. Соблюдение единообразия методики описания и терминологии облегчает также использование литературных данных.

Палеогеографическое значение экзоглифов и внутренних текстур очевидно. Они дают представление о характере среды отложения, о ее подвижности и направлении течений; указывая на состав бентоса, планктона и нектона, характеризуют газовый режим бассейна седиментации, показывают среду диагенеза и степень уплотнения осадка, а также свидетельствуют о наличии и направлении уклонен морского дна и показывают степень сейсмичности районов. Экзоглифы являются одним из главных источников информации о палеогеографических условиях прошлого.

Особенно велико значение экзоглифов для реконструкции палеотечений. Многочисленные примеры использования скоростных текстур для реконструкции течений — слепков борозд размыва, отпечатков следов плавающих предметов и других экзоглифов, наблюдающихся на нижних пластовых поверхностях, — можно найти в работах В. А. Гроссгейма [1946, 1953, 1963], в сводке Поттера и Петтиджона [Potter, Pettijohn, 1963] и других.

Для установления направления течения производят измерения простирания линейных текстур, а при изучении язычковых слепков борозд размыва — положение острого конца, направленного вверх по течению. Измерения производят в обнажении горным компасом, восстанавливая первичное положение слоев, если последние дислоцированы. Для этого на поверхности измерения проводят линию простирания пласта. К линии прикладывают полевую книжку, совмещают ее с поверхностью пласта и проводят на ней направление знака, отмечая положение заостренного конца. Затем книжку приводят в горизонтальное положение, не отрывая от линии простирания пласта, и замеряют компасом полученные направления. Результаты измерений, если они многочисленны и сделаны в пределах одного пласта или одной пачки, обрабатывают в виде столбчатых диаграмм, диаграмм-роз или аналитическими способами, описанными в главе IX при характеристике кривой слоистости. Результаты обработки измерений наносят на палеогеографические схемы.

Для получения более точных данных результаты наблюдений можно не трансформировать непосредственно на обнажении, а вести измерения в наклонном пласте с последующим пересчетом на истинные простирания.

Для этого в обнажении замеряют азимут и угол наклона пласта  $d$ , видимый азимут простирания линейной текстуры  $A'$  и угол между измеряемым направлением и простиранием пласта  $\alpha$ . Впоследствии

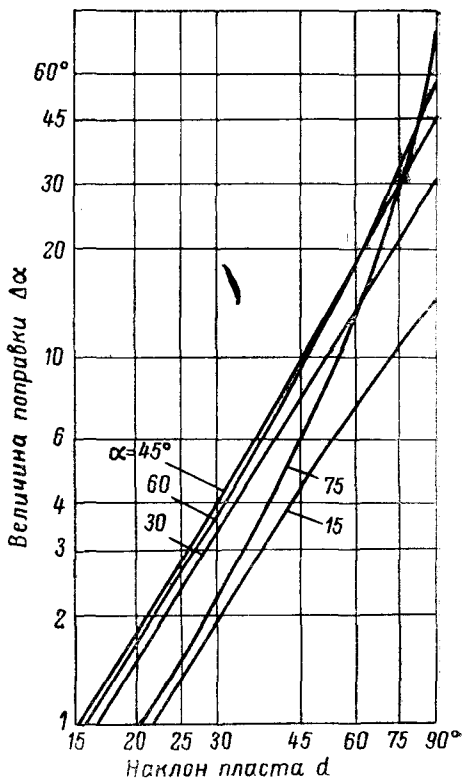
с графика (фиг. 17-VII), зная величину  $d$  и  $\alpha$ , снимают поправку  $\Delta\alpha$  на наклон пласта и вычисляют простирание линейной текстуры  $A = A' + \Delta\alpha$ .

Поправку  $\Delta\alpha$  в нормально лежащем пласте вводят со знаком «+», если азимут простирания линейности, образующий с линией падения острый угол, меньше величины азимута падения, и со знаком «-», если указанный азимут больше азимута падения. При углах падения пласта, меньших  $20^\circ$ , поправку можно не вводить, так как она не превышает  $2^\circ$ , что соответствует точности измерений компасом.

Указанный способ пересчета измеренных азимутов на истинные может применяться при изучении ориентировки экзоглифов, знаков ряби, вытянутых органических остатков и других элементов осадочной породы.

**Анализ формаций.** Геологические формации, сформированные в различных ландшафтных и тектонических обстановках, как известно, характеризуются различными текстурными особенностями слагающих их пород, а также различной степенью проявления текстурных признаков.

В табл. 1-VII показано, какие экзоглифы и эндоглифы свойственны каждой группе терригенных формаций. При этом из рассмотрения исключены текстуры, которые либо редко встречаются, либо свойственны различным формациям — конкреции, кластические дайки, отпечатки кристаллов соли, льда и других минералов, следы струй стекания, следы норок и гнезд, следы погружения предметов в мягкий ил, глинистые окатыши, фульгуриты и некоторые другие. Как следует из таблицы, наблюдения над текстурами являются одним из методов выделения и типизации осадочных формаций, дополняющий другие, основные методы формационного анализа.



ФИГ. 17-VII. ГРАФИК ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПОПРАВОК В ЗНАЧЕНИЯ АЗИМУТОВ НАПРАВЛЕНИЙ, ИЗМЕРЕННЫХ В НАКЛОННЫХ ПЛАСТАХ. ПО ТЕНХАФУ, 1959 [POTTER, PETHJONN, 1963].

$d$  — наклон пласта;  $\alpha$  — угол между простиранием пласта и измеренным направлением линейности;  $\Delta\alpha$  — угловая поправка к измеренному направлению.

## ТЕКСТУРЫ ПОРОД, СВОЙСТВЕННЫЕ ОСНОВНЫМ ГРУППАМ ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Группа формаций	Трещины высыхания	Отпечатки капель дождя и града	Следы струй течения	Следы плавающих предметов	Знаки внедрения	Следы поверхностного оползания	Следы борозд размыва	Текстуры перемены осадка	Шаровые отделимости	Следы позвоночных	Следы растений	Валикообразные биоглифы и фугоиды
Угленосные . . . . .	—(+)	+	+	—(+)	—	—	—	+	+	+	++	—
Флишевые . . . . .	—	—	+	++	++	+	++	++	+	—	—(+)	++
Сланцево-граувакковые . . . . .	—	—	+	+	+	—	—	+	++	—	—	+
Глинисто-сланцевые, в т. ч. «аспидные» . . . . .	—(+)	—	—(+)	+	+	—	+	+	++	—	—	—
Нижняя моласса . . . . .	—	—	+	++	+	+	+	+	+	—	—	+
Сероцветные континентальные молассы . . . . .	++	+	++	—(+)	—	—	—	+	—(+)	+	+	—
Красноцветные формации . . . . .	++	++	++	—(+)	—(+)	—(+)	—	+	—(+)	+	+	—
Кварцево-песчаные формации . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—(+)	—	—	—

Примечание. — не встречаются; —(+) встречаются редко; + встречаются часто; ++ очень характерны.

## ЗНАКИ РЯБИ

### § 1. Признаки и классификация

Знаки ряби представляют собой скульптурные образования на поверхностях пластов, состоящие из серий правильных или неправильных хребтиков и разделяющих их понижений, и являются одним из наиболее обычных и распространенных признаков обломочных, в особенности песчаных и алевроитовых пород. Несмотря на обилие работ по знакам ряби, их значение для геологических и палеогеографических исследований далеко не выяснено. Несомненно, что знаки ряби, образованные ветром, струями воды или колебаниями воды при действии волн, нередко удается различать между собой. Однако наличие целого ряда общих признаков, а часто и подобие знаков ряби, сформированных в различных условиях, заставляет решать вопросы их происхождения очень осторожно и не всегда однозначно.

Для полной характеристики знаков ряби необходимо отмечать следующие признаки: а) поперечники валиков  $l$ , которые обычно определяются измерением расстояний между вершинами соседних валиков; б) высота валиков  $h$ ; в) индекс высоты ряби, определяемый как отношение поперечников валиков к их высоте

$$i = \frac{l}{h};$$

г) индекс асимметрии ряби, или отношение проекции более пологого и длинного склона валика  $l_1$  к проекции более короткого и крутого  $l_2$

$$c = \frac{l_1}{l_2}.$$

Кроме этих четырех основных признаков определяются: д) протяженность валиков; е) их прямолинейность и параллельность; ж) степень заостренности валиков, выпуклость или вогнутость их склонов; з) степень ди-

хотомирования, или, как принято говорить, бифуркации и направление бифуркации; и) однообразие размеров и формы в пределах какой-либо площади; к) однообразие высоты валиков; л) расположение относительно друг друга высот и понижений соседних валиков.

Наконец, устанавливается: м) гранулометрический состав отложений, слагающих знаки ряби; н) однообразие механического и минералогического состава вещества, слагающего валики и разделяющие их понижения; о) наличие слойчатости и ее характер в поперечном сечении валиков.

Существующая классификация знаков ряби по способу их образования является в своей основе классификацией динамической. Она предусматривает подразделение их по свойству формирующей среды (воздушная или водная) и характеру ее движения (поступательное или колебательное). Существенно также, сформированы ли знаки ряби в одной динамической обстановке или в нескольких, наложенных друг на друга и, соответственно, являются ли они простыми или сложными образованиями. Кроме того, собственно знаки ряби следует отличать от сходных с ними образований, возникающих в процессе механических дислокаций и метаморфизма.

#### Простые формы ряби.

Волновая  
Водных течений  
Ветровая

#### Сложные формы ряби.

Интерференционная  
Наложенная  
Размытая

Ложная рябь, связанная с механическими дислокациями и метаморфизмом пород.

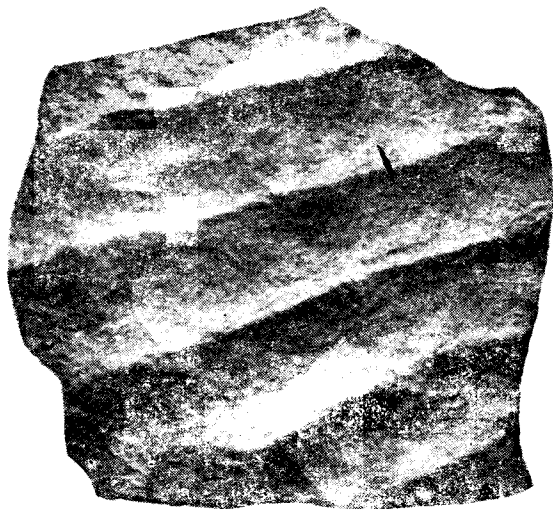
## § 2. Простые формы ряби

*Волновая рябь.* Многообразные формы современной и ископаемой ряби, образованные действием волн в мелководных и прибрежных участках морей и озер, а также у берегов рек, могут быть подразделены на пять основных групп. Каждая группа знаков ряби обладает рядом характерных признаков и отражает определенную динамику формирующей их водной массы.

1. Знаки ряби, образованные прямолинейными узкими симметричными валиками. Вершины гребней заостренные, склоны валиков вогнутые, а разделяющие их понижения обычно широкие и плоские (фиг. 1-VIII). Подобная рябь образуется в слабоподвижной воде при скоростях, немногим превышающих первую критическую скорость ( $1-1,5 v_k$ ), и в наиболее «глубокой воде» по сравнению с другими видами волновой ряби. Под «глубиной воды» понимается не абсолютная глубина водоема, а обратное отношение длины волны на поверхности бассейна к его глубине в данной точке.

Как известно, траектории движущихся при волнении частиц воды вблизи поверхности представляют собой окружности. В нижних слоях амплитуды колебаний частиц уменьшаются, орбиты их видоизменяются в эллипсы с горизонтальными длинными осями, а вблизи дна вода только раскачивается параллельно поверхности дна.

В «глубокой воде» при малых скоростях движения, близких к  $u_k$ , в волновое движение вовлекаются лишь наиболее мелкие частицы осадка, которые, совершая колебания, образуют неровности на



ФИГ. 1-VIII. СИММЕТРИЧНЫЕ ЗНАКИ ВОЛНОВОЙ РЯБИ С УЗКИМИ ЗАОСТРЕННЫМИ ВАЛИКАМИ [АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР. . . , 1962].

поверхности дна. Последние служат причиной водоворотов, получающихся попеременно с обеих сторон от выступов, в результате чего формируются узкие симметричные хребтики с острыми вершинами, сложенные мелкозернистым материалом. Более крупный материал, не вовлеченный в движение, остается в ложбинах, разделяющих валики. Более крупнозернистый материал в подвалиях по сравнению с выступами является характерной особенностью волновой ряби и не встречается в других типах ряби.

Расстояние между валиками, или длина знаков ряби, зависит от амплитуды колебания частиц придонной воды. Поскольку последнее определяется не только глубиной, но и общими гидродинамическими условиями бассейнов, знаки ряби рассматриваемого типа, одинаковые по облику и размерам, могут быть встречены в осадках, отложенных на разной глубине и в различных водоемах — от сравнительно мелководных частей морей и океанов до прилежащих к берегу участков рек. В реках они ориентированы параллельно берегу,

а в морских бассейнах — перпендикулярно движению волн — т. е. тоже параллельно или под каким-то углом к береговой линии.

2. Симметричные знаки ряби, аналогичные по облику предыдущей разновидности, но с округлыми сглаженными вершинами валиков, могут образоваться также в результате волнения, но при больших скоростях движения придонного слоя. Как указывает Б. А. Шуляк [1961], плавный контур вершины волновых знаков соответствует скорости в 2—3 раза выше первой критической. «Наконец, при очень плавном (выпуклом) профиле гребней и беспорядочном расположении отдельных возвышений имеем следующее оценочное отношение  $\frac{v_k}{v_c} \approx 3 \div 4$ , что соответствует области существования рифелей, вплотную прилегающей к верхней границе» [Шуляк, 1961, стр. 875].

Следует отметить, что палеогеографическая трактовка симметричных знаков ряби с выпуклыми профилями неоднозначна. Подобные знаки описаны И. Н. Лобановым [1963] в русловых наносах. Кроме того, как указывает Р. Шрок [1950, стр. 137], «волновые следы ряби (с заостренными валиками — *В. III*.) обыкновенно подвергаются изменениям при эрозии, почти одновременной отложению; вследствие этого острые гребни ряби становятся округлыми и плоскими. . .».

3. Асимметричные знаки ряби (фиг. 2-VIII), образованные волнением, распространены шире, чем симметричные, на что указывали Ивенс [Evans, 1949], И. И. Белостоцкий [1940] и другие авторы. «При волнении на ограниченной глубине. . . форма волновой поверхности определяется эллиптической трохойдой, т. е. кривой, представляющей собой след точки, движущейся по эллипсу, который в то же время перемещается. . . вдоль горизонтальной оси» [Зенкович, 1962, стр. 30]. При подъеме дна вода и влекомые ею минеральные частицы движутся в направлении распространения волн, формируя асимметричные знаки ряби, вытянутые перпендикулярно распространению волнового потока. Пологие склоны валиков обращены против, а крутые — в сторону движения. Как правило, они прямолinéйны, однако в непосредственной близости от берега могут терять правильную ориентировку — изгибаться и быстро выклиниваться по простиранию. А. В. Хабаков [1945] указывает на бифуркацию (ветвление валиков) в береговой зоне, направленную в сторону берега.

Рассмотренные три разновидности ряби имеют ряд общих черт, характерных именно для волновых знаков и менее свойственных каким-либо другим типам: 1) индекс высоты ряби  $i$  равен 4—5, хотя может быть и больше — до 8—10; 2) индекс асимметрии валиков  $s$  равен 1—2, нередко больше, до 8; 3) обычные размеры 4—4,5 см с отклонением в обе стороны от этой величины, до миллиметров или до первых дециметров.

Ивенс указывает еще три характерных признака: 4) длинные оси рябей почти прямые и параллельны друг другу; 5) знаки ряби

одинаковы по облику на довольно широких участках; б) валики сохраняют свою высоту в направлении простирания.

Перечисленные признаки волновых знаков ряби наиболее хорошо выражены в середине интервала скоростей их существования — от 1,5 до 2,5  $v_k$ . В областях, прилежащих к нижней и верхней границам, форма их менее правильная, а перечисленные признаки не выдерживаются. Вблизи границ эти признаки носят эпизодический характер, а затем исчезают вовсе.

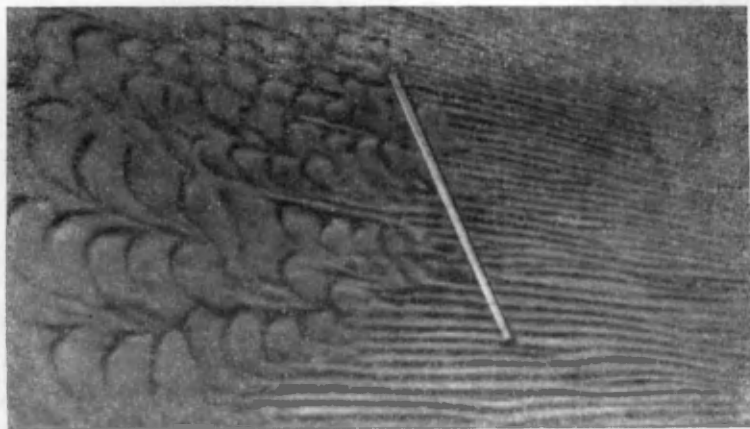


ФИГ. 2-VIII. АСИММЕТРИЧНАЯ ПРЯМОЛИНЕЙНАЯ ВОЛНОВАЯ РЯБЬ С ЭЛЕМЕНТАМИ СЕРПОВИДНОЙ РЯБИ. ПРИБРЕЖНО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕОГЕНА ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ.

4. Серповидные знаки ряби образуются на песчаных пляжах набегающей на берег и стекающей вниз волной. Представляют собой системы линейно вытянутых, соединенных друг с другом мелких «барханчиков» с крутым вогнутым (в плане) склоном и пологим выпуклым (фиг. 3-VIII). Этой особенностью серповидная рябь отличается от описанной ниже язычковой ряби течений, где как раз выдвинутый вперед выпуклый склон валика является более крутым. Серповидные знаки ряби представляют собой видоизмененную в зоне прибоя асимметричную волновую рябь и связаны с ней постепенными переходами. И. П. Лобанов [1963, стр. 106] на побережье Финского залива наблюдал, как «при постепенном повышении склона в прямолинейных валиках асимметричной ряби появляются серповидные валики с заостренными концами, обращенными в сторону движения

волн, а затем валики на всем протяжении распадаются на серповидные фрагменты, образующие параллельные ряды шириной от 10 до 40 см». Пологие склоны серповидных знаков обращены в сторону моря, крутые — в направлении суши или в общем случае в направлении повышения дна. Описываемая форма рябей часто встречается на поверхности современных осадков морских [Гусев, 1950] и речных [Гелостоцкий, 1940] берегов.

5. К последней, пятой, разновидности волновых знаков следует отнести, по-видимому, редко встречающийся тип копьевидной ряби,



ФИГ. 3-VIII. СЕРПОВИДНЫЕ ЗНАКИ РЯБИ, СМЕНЯЮЩИЕСЯ КОПЬЕВИДНЫМИ, ОБРАЩЕННЫМИ ЗАОСТРЕННЫМИ КОНЦАМИ В СТОРОНУ ДВИЖЕНИЯ ВОЛН [ПО ЛОБАНОВУ, 1963].

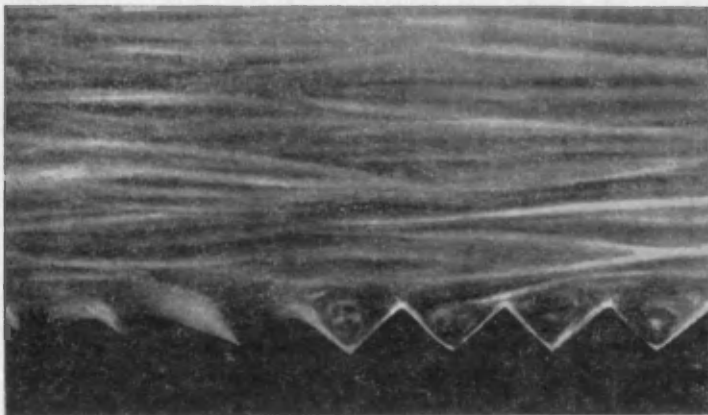
представляющей собой [Лобанов, 1963] систему валиков копьевидной формы шириной до 5 см, высотой 2—3 см и длиной до 50—70 см. Валики вытянуты параллельно движению волнового потока и направлены острием в сторону суши. Образуются в верхней части полосы набегания волн, выше серповидных знаков, а иногда и вместо них, сменяясь далее по склону пляжа сравнительно ровной поверхностью бережных дюн.

Рассмотренные пять разновидностей знаков ряби в той последовательности, в которой они описаны, образуют непрерывный генетический ряд, отвечающий увеличению горизонтальной составляющей силы волнового потока в связи с его деформацией. Поскольку деформация волн вызвана повышением дна, каждая из разновидностей ряби, входящая в генетический ряд, закономерно сменяет другую по мере уменьшения глубины и расстояния от береговой линии.

*Рябь водных течений.* Причиной образования знаков ряби на дне потока являются вихревые явления, связанные с трением воды о неровности дна. Первоначально появляясь за выступами шероховатости (фиг. 4-VIII), которые всегда имеются даже на самом ровном

дне, вихревые движения в конечном счете создают на его поверхности относительно правильное чередование валиков и разделяющих их понижений, величина которых зависит от глубины и скорости потока, от его нагрузки, т. е. от количества влекаемого осадочного материала и от зернистости последнего.

Важным свойством потока является распадание его на систему продольных струй, движущихся с различной скоростью. На границах соседних струй также образуются вихреобразные токи, но с движением в горизонтальной плоскости и вертикальной осью. Относительные скорости и направление движения струй, определя-



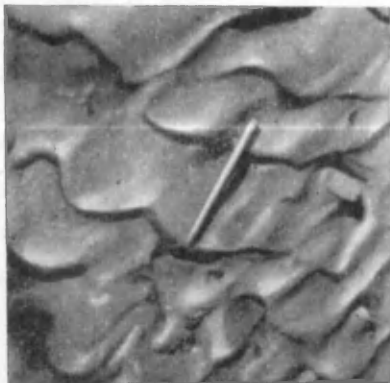
ФИГ. 4-VIII. ЗАВИХРЕНИЯ В ПОЛОСТЯХ ЗА ВЫСТУПАМИ ШЕРОХОВАТОСТИ В ПОТОКЕ, ДВИЖУЩЕМСЯ СПРАВА НАЛЕВО (ПО ФИДМАНУ, 1948).

ющиеся элементами морфологии дна потока и конфигурацией его берегов, представляют собой весьма сложную картину, меняющуюся на коротких расстояниях. Вследствие этого микроформы рельефа, образованные отдельными струями на дне, отличаются значительным разнообразием, быстрой изменчивостью морфологии и непостоянством ориентировки относительно главного направления движения потока.

При всем многообразии знаков ряби водных течений среди них можно выделить несколько типичных разновидностей, соединенных целым рядом переходных форм.

1. Лингоидные знаки, как показали наблюдения в современных реках [Белостоцкий, 1940; Игнатев, 1961], являются самым распространенным видом речной ряби. Подобные знаки описаны также под названием язычковидных и черепитчатых. Представляют собой образования с сильно выдвинутым выпуклым крутым передним краем и более пологим противоположным, направленным вверх по течению (фиг. 5-VIII). Язычковидные формы ряби могут быть либо единичными, либо давать скопления, устилающие всю поверхность дна. В случае обильного приноса осадочного материала отдельные формы

лингоидной ряби тесно прилегают друг к другу и как бы «наступают» друг на друга, образуя на дне потока собственно черепитчатую рябь (фиг. 6-VIII).

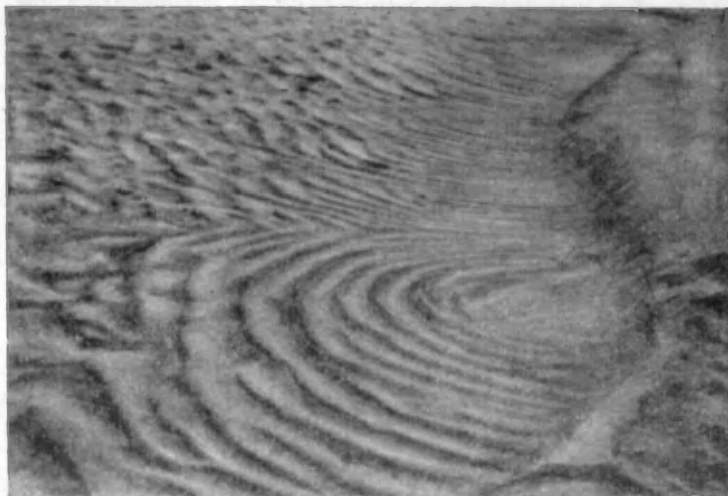


ФИГ. 5-VIII. СОВРЕМЕННАЯ РЯБЬ БЫСТРОГО ТЕЧЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ПЕСКА — В НИЖНЕЙ ЧАСТИ СНИМКА ЛИНГОИДНАЯ, В ВЕРХНЕЙ — ПЕРЕХОДНАЯ К ЛИНЕЙНОЙ [АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР... , 1962].

зуются обычно на ровном дне, не осложненном более крупными морфологическими элементами, и ориентированы перпендикулярно

Наиболее часто лингоидная рябь характеризуется следующими параметрами:  $l = 15 \div 30$  см;  $h = 3 \div 6$  см;  $i = 4 \div 5$ ;  $c = 5 \div 8$ . Простираются лингоидные знаки перпендикулярно течению, а в случае развития в русле намывных кос, как указывает В. Д. Маслов [1953], параллельно им, т. е. в соответствии с простиранем последних, под углом  $45-90^\circ$  к основному направлению течения.

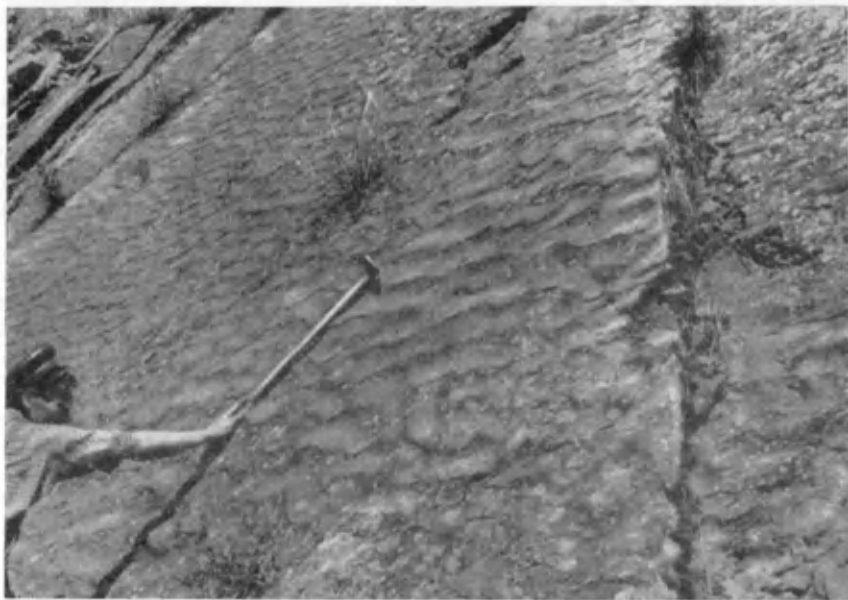
2. Валиковидная асимметричная линейная и дугообразная рябь представляет собой серии длинных прямых параллельных гребней или системы крупных, вложенных друг в друга дуг (фиг. 6-VIII). Прямолинейные знаки ряби обра-



ФИГ. 6-VIII. ВАЛИКОВИДНАЯ ДУГООБРАЗНАЯ РЯБЬ, ПРИМЫКАЮЩАЯ К НАМЫВНОЙ КОСЕ И ПЕРЕХОДЯЩАЯ ВНИЗ ПО ТЕЧЕНИЮ (ЛЕВАЯ ЧАСТЬ СНИМКА) В ЛИНГОИДНУЮ ЧЕРЕПИТЧАТУЮ РЯБЬ [ШО В. П. МАСЛОВУ, 1953].

течению; дугообразные валки развиваются вблизи намывных кос, под их крутыми склонами.

Валиковидная линейная рябь, напоминает асимметричную волновую, но отличается от нее большими размерами валиков, менее правильным чередованием валиков и понижений, постоянным присутствием язычковидных фрагментов и менее выдержанной ориентировкой. Параметры ряби:  $l = 10 \div 30$  см;  $h = 2 \div 7$  см;  $i = 5 \div 8$ ;  $c = 5 \div 10$ .



ФИГ. 7-VIII. ЛИНГОИДНЫЕ ЗНАКИ РЯБИ ОТ ТЕЧЕНИЯ В МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ПЕСЧАНИКАХ МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ. ТЕЧЕНИЕ — СВЕРХУ ВНИЗ. МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ.

Лингоидная и валиковидная рябь являются основными видами знаков ряби однонаправленного потока, во всяком случае речного, поскольку данных о морфологии ряби в зонах современных морских течений, по существу, нет. Последние должны характеризоваться, по-видимому, меньшими размерами, более правильным и тонким рисунком и более выдержанной ориентировкой вследствие большего постоянства параметров потока в зоне морских течений по сравнению с речным. На фиг. 7-VIII изображены лингоидные знаки ряби, встреченные в мелкозернистых песчаниках, содержащих морскую фауну, сформированные, по-видимому, течениями на дне морского бассейна. Обращает на себя внимание очень малая высота язычков и большая величина индекса высоты ряби  $i = 12 \div 15$ .

3. Ступенчатая рябь представляет собой серию узких горизонтальных поверхностей, поднимающихся одна над другой. По наблю-

дениям В. И. Игнатьева, ступенчатая рябь возникает на ровном дне узких и мелких речных протоков со слабой скоростью течения, где возможен перенос тонкопесчаного материала, но не происходит сгуживания его в мелкие положительные формы рельефа, вследствие малой энергии водной струи. Ступеньки имеют ширину 5—10 см, высоту 0,5—1,0 см и последовательно поднимаются снизу вверх по течению.

4. Симметричная валиковидная рябь представляет собой серии слабоизогнутых параллельных валиков, разделенных узкими понижениями. Склоны валиков слабовыпуклые, симметричные относительно друг друга. И. Н. Лобанов, наблюдавший образование симметричной ряби, указывает, что она формируется при значительной скорости течения (около 1 м/сек), но при очень малой глубине потока, измеряемой всего несколькими сантиметрами. Параметры наблюдаемой ряби:  $l = 5-7$  см;  $h = 1,5$  см;  $i = 5$ ;  $c = 1$ . С увеличением глубины потока симметричные знаки ряби сменяются асимметричными с появлением характерных для ряби течений языковидных фрагментов.

Описанными формами не исчерпывается все многообразие ряби водных течений. Значительно реже в современных отложениях, а еще реже в ископаемом состоянии могут быть встречены формы, описанные как клиновидная, клиновидно-призматическая и некоторые другие.

*Ветровая рябь.* Литература, существующая по ветровой ряби, весьма обширна, интерес, проявляемый различными исследователями к этим образованиям со времен Ч. Дарвина, посвятившего знакам ряби специальную статью, необыкновенно высок, и несравненно выше того значения, которое представляет эоловая рябь как геологическое явление. По-видимому, только Мак-Ки и Таннер описали действительно эоловые ископаемые знаки ряби [McKee, 1945; Tanner, 1964], а по мнению Ивенса [Ewens, 1949], ветровая рябь в ископаемом состоянии вообще неизвестна.

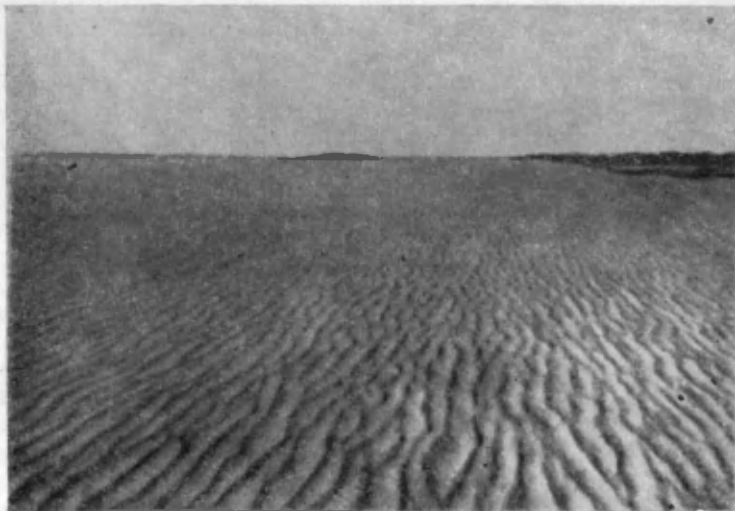
Причиной этого является однородность эоловых песков, сложенных обычно более чем наполовину частицами размером 0,10—0,25 мм. В однородных песках, как указывает Р. Бэгнольд, [Bagnold, 1941] знаки ряби образуются с трудом, как правило, невелики и плохо выражены. Кроме того, в ископаемых однородных песчаных породах всегда плохо заметны, или не проявляются вовсе первичные поверхности раздела, в том числе и поверхности знаков ряби.

Современная эоловая рябь образуется на побережьях морей и рек или на водораздельных пространствах полупустынных и пустынных областей. Наиболее часто встречается ливейная рябь, представляющая чередование длинных слабо изгибающихся и слабо дихотомирующих валиков и разделяющих их узких понижений (фиг. 8-VIII). Валики могут быть также изогнуты или распадаться на системы языковидных фрагментов [Sharp, 1963].

Длина знаков ряби  $l$  возрастает с увеличением силы ветра, формирующего рябь, высота валиков  $h$  определяется величиной зерен

песчаного осадка. Если в осадке присутствуют крупные зерна, наряду с мелкими, то в ходе образования знаков ряби крупный материал концентрируется в верхней части валиков, предохраняя их от разрушения. Поэтому, чем неоднороднее и грубее песок, тем больше по величине индекс высоты ряби.

Как указывает Р. Бэгнольд, в крупнозернистых песках величина индекса может быть равной 15 и даже 10 (т. е. как у водных знаков ряби). Однако ввиду того, что в золовых песках преобладают мелкие фракции, сложенные ими знаки ряби уплощены и индекс их близок к 70. Степень асимметрии валиков возрастает с увеличением их высоты, т. е. с погрубением песчаного материала.



Фиг. 8-VIII. ЗОЛОВАЯ ПЕСЧАНАЯ РЯБЬ, САХАРА [BAGNOLD, 1941].

Таким образом, наиболее характерными признаками золовой ряби являются: 1) мелкозернистый однородный состав слагающего их осадка; 2) концентрация наиболее крупного материала в вершинах валиков, а не в подвалиях, как у водной ряби; 3) высокий индекс, обычно больше 20 и до 70; в крупных разностях песков — более низкий, сходный с индексом водных знаков; 4) как указывает Р. Шрок, для золовых знаков характерно также слабое развитие подвалий и непосредственное налегание каждого валика на основание предыдущего; 5) золовая рябь всегда асимметрична.

При скорости ветра, достигающей 3—4  $v_{\text{с}}$ , золовая рябь разрушается, и на поверхности песка появляются узкие гребни, ориентированные параллельно ветру.

### § 3. Сложные формы ряби

Наложённая и интерференционная ряби не всегда могут быть отделены друг от друга, в особенности в ископаемом состоянии. Тот и другой тип рябей представляет собой наложение друг на друга двух или более простых систем рябей, одинаково или различно ориентированных. В интерференционной ряби различно ориентированные элементы образуются одновременно под действием нескольких систем волн или сложных сходящихся течений. В наложенной ряби отдельные элементы формируются в разное время и связаны с изменениями динамических условий среды отложения, приводящими к замене ранее образованных аккумулятивных форм новыми.

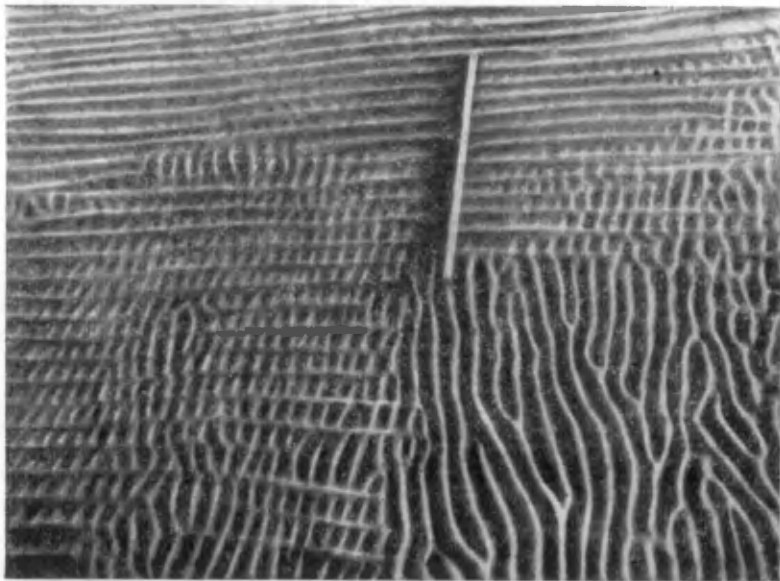
Сколько-нибудь четкие критерии, позволяющие различать рассматриваемые два динамических типа рябей, пока не выработаны, вследствие чего мы рассмотрим их вместе, уделив основное внимание характеристике их главных морфологических разновидностей.

1. Сложная линейная рябь представляет собой две параллельные друг другу системы простой линейной валикообразной ряби, одна из которых представлена крупными валиками, другая — мелкими. В результате на крупных валиках развиваются мелкие линейно вытянутые гребешки одинаковой формы и размеров, расположенные друг от друга на определенном расстоянии. Такие ряби могут возникать в результате изменения скорости течения или глубины однонаправленного или волнового потока, но при сохранении его направления.

2. Перекрестная рябь образуется при пересечении двух систем линейной ряби (фиг. 9-VIII), как волновой, так и ряби течений. В зависимости от угла пересечения, а также размеров одной системы относительно другой, могут возникать различные по форме разновидности сложной ряби, число которых может быть очень велико. Некоторые из них получили особые названия. Так, в зависимости от угла пересечения валиков выделяют прямоугольную, ромбоидальную и полигональную рябь. В зависимости от величины ячеек, степени их развития и характера соединений между ячейками выделяют лунчатую, ячеистую, петельчатую и другие виды ряби.

Образование перекрестной ряби может происходить в результате наложения одних форм рельефа на другие, а также в результате интерференции волн, например, прямой и отраженной от берега волны, вследствие соединения струй движущегося потока или в результате волнения, осложняющего поступательное движение однонаправленного потока. Образованные при этом формы были описаны Киндлом [Kindle, 1917], И. Белостоцким, М. Г. Барковской (фиг. 10-VIII) и другими.

Своеобразные ромбоидальные знаки ряби наблюдались с помощью батискафа «Триест» в Средиземном море на глубинах от 1000 до 3700 м. Длина их достигала 2 м, высота 50 см. Как полагают [Oulianoff, 1962], образование их связано с различно направленными сейсмическими толчками.



Фиг. 9-VIII. ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ ПЕРВИЧНОЙ И РАЗВИТИЕ ВТОРИЧНОЙ РЫБИ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ВОЛНЕНИЯ. В РЕЗУЛЬТАТЕ ОБРАЗУЕТСЯ СЛОЖНАЯ ПЕРЕКРЕСТНАЯ ПРЯМОУГОЛЬНАЯ РЫБЬ [ПО ЛОБАНОВУ, 1963].

3. Тонкая наложенная рябь волнения, наблюдавшаяся на дне мелководных участков рек И. Белостоцким, В. Игнатьевым и другими, представляет собой нежный тонкий узор, образованный мелкими валиками размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, на поверхности ранее сформированных более крупных валиков. Характер узора может быть различным — в виде серий коротких, разделенных перемычками возвышений, дихотомизирующих, плавно изгибающихся хребтиков и других форм. Подобные формы образуются при спаде воды и обмелении бассейна.



Фиг. 10-VIII. СОВРЕМЕННАЯ ПЕРЕКРЕСТНАЯ РЫБЬ НА ПЕСКАХ МЕЛКОВОДЬЯ, СФОРМИРОВАННАЯ ВОЛНАМИ, ИМЕЮЩИМИ ДВА НАПРАВЛЕНИЯ И ПОЧТИ РАВНУЮ ИНТЕНСИВНОСТЬ [АТЛАС ТЕКСТУР И СТРУКТУР..., 1962].

4. Размытая рябь, возникающая за счет ряби любого типа, может иметь самую различную конфигурацию. Ряд ее разновидностей получил особые названия. Например, бугорчато-луночная представляет собой неправильную рябь с беспорядочно расположенными возвышениями и понижениями различного размера и формы. Появление бугорчато-луночной ряби связано с перестройкой различного вида рябей, и прежде всего лингондных, водными потоками или ветром при выходе их на дневную поверхность.



Фиг. 11-VIII. плосковершинные знаки ряби, наблюдаемые на прибрежно-морской отмели [Таннер, 1958].

Довольно широким распространением пользуются плосковершинные знаки ряби (фиг. 11-VIII), известные как в ископаемых [Вассоевич, 1958б], так и в современных осадках [Таннер, 1958]. Наиболее вероятно, что плоские вершины связаны с выходом знаков ряби выше уровня воды до консолидации осадка, а не с их подводным размывом, как считают некоторые исследователи. Увеличение скорости потока или силы волнения, ранее сформировавшего знаки ряби, привело бы к перестройке ряби или размыву и сглаживанию вершин валиков, а не к развитию у них правильной трапецидальной формы. Наблюдения В. Таннера, приведенные в указанной выше статье, подтверждают мелководную природу плосковершинных знаков.

#### § 4. Ложная рябь

На поверхности песчаных и песчано-алевритовых пород, подвергшихся интенсивному эпигенезу или метаморфизму, иногда наблюдаются системы параллельно ориентированных валиков, внешне

похожих на линейно вытянутые симметричные или асимметричные знаки ряби. Подобные образования, связанные с течением вещества (складки волочения) или перемещением отдельных пластинок породы вдоль параллельных трещин кливажа, описаны Р. Шроком.

Вопрос о природе подобных валиков решается обычно путем наблюдения за характером их распространения относительно структурных элементов. Связь участков развития валиков с определенными тектоническими структурами и участками структур указывает на их вторичную природу. Особенно часто вторичные валики образуются на границе кварцитов и сланцев вследствие течения последних при деформации. Положительный результат для решения вопроса о первичности и вторичности знаков ряби может дать микротекстуальный анализ, о чем было сказано в главе VI.

## § 5. Задачи и методы изучения знаков ряби

Наблюдения над знаками ряби не дают, как правило, веских оснований для решения геологических вопросов, а выводы, сделанные только по знакам ряби, не могут считаться надежными. Тем не менее, произведя большое число наблюдений, их можно использовать в качестве дополнительного признака и в комплексе с другими методами для определения подошвы и кровли пласта, установления фациальной обстановки формирования осадка, глубины его отложения, направления движения среды осадкообразования и положения береговой линии.

*Определение положения подошвы и кровли пласта по форме следов ряби* производить, как правило, нельзя, вследствие того, что негативный отпечаток ряби может иметь тот же вид, что и оригинал, или подобен какой-либо разновидности позитивных знаков. Для решения структурных задач могут быть использованы лишь некоторые детали строения знаков ряби:

— хребтики ряби могут обладать косою слоичатостью, в то время как негативные слепки лишены ее;

— острые хребтики волновой симметричной ряби сложены более тонким материалом, чем подваляя, в слепках же материал либо однороден, либо более крупный в вершинах остроконечных валиков;

— сложная линейная рябь, образованная крупными валиками с наложенными на них параллельно более мелкими, является позитивной и указывает на кровлю пласта;

— если песчаная рябь захороняется под слоем тонкого ила, то при последующем препарировании на пластовой поверхности песчаника может наблюдаться серия полос глинистой породы, чередующихся с полосами песчаника; подобная картина указывает на кровлю пласта.

*Установление динамической и фациальной обстановки формирования осадка.* Как указывалось выше, разновидности знаков ряби являются, по существу, динамическими типами и указывают прежде

всего на динамику среды, но не на фаціальную обстановку осадкообразования. Реконструкция последней может быть произведена лишь постольку, поскольку сочетание динамических факторов в разных физико-географических условиях носит различный характер. Следовательно, фаціальний анализ по знакам ряби состоит не только и не столько из наблюдений над типами ряби, сколько в установлении их сочетаний.

Из волновых знаков ряби только островершинная симметричная и, по-видимому, серповидная указывают на колебательные движения воды над поверхностью формирующегося осадка. Только тип лингоидной ряби служит показателем однонаправленного, поступательного движения водного потока. Все остальные разновидности водных знаков ряби могут быть связаны и с волнениями и с течениями водной массы. Поэтому динамическая обстановка среды накопления осадков в большинстве случаев не может быть определена путем наблюдения над обликом знаков ряби в одной или нескольких точках. Для этого должны быть исследованы значительные участки, на которых можно было бы установить закономерные сочетания типов ряби.

Примером подобных закономерных сочетаний могут служить текстуры, наблюдаемые Пеппером и др. [Рухин, 1962а] в нижнекаменноугольных отложениях Аппалачского бассейна. Здесь район развития трещин высыхания в определенном направлении сменяется районом развития асимметричной ряби непостоянного простирания, а затем — волновой рябью, обладающей одинаковым строением и ориентировкой на очень широкой площади. На основании указанных наблюдений были сделаны выводы о границе бассейна, его глубине и причинах появления выдержанной ориентировки знаков ряби, связанной с волнениями под воздействием постоянных ветров — муссонов или пассатов.

Как уже отмечалось, разновидности волновой ряби образуют непрерывный морфолого-генетический ряд, каждый член которого отвечает определенному режиму формировавшего их волнового потока. Наиболее слабому и удаленному от берега волнению соответствует симметричная островершинная рябь. Затем следует симметричная рябь с округлыми валиками, за ней — асимметричная рябь, и в непосредственной близости к берегу развивается серповидная и копьевидная рябь. Установление подобного ряда в ископаемых осадках может служить показателем динамической обстановки их накопления, а ширина зон развития каждого типа и характер замещения одного типа другим может явиться уже не только динамическим, но и фаціальным признаком. Речные отложения будут характеризоваться быстрой сменой различных динамических зон, озерные и морские — широкими динамическими зонами и постепенными переходами между ними.

Точно так же, наблюдая ассоциации знаков ряби от течения, можно судить о том, сформированы они в речной долине или в зоне действия морских течений. Благодаря более высокой турбулентности речного потока и быстрому изменению его параметров на коротких

расстояниях, речные формы рельефа дна характеризуются несравненно большей изменчивостью облика и простираний по сравнению с формами, образованными морскими донными течениями.

Субаэральная обстановка седиментации может быть установлена при нахождении ископаемой эоловой ряби, которая, как указывалось, отличается от водной рядом признаков и, прежде всего, мелкозернистым и однородным составом осадков, высоким индексом высоты ряби ( $i$  больше 20) и более крупнозернистым составом материала в вершинах валиков. Указанные признаки могут считаться надежными, если они наблюдались не в одной точке и достаточно выдержаны по площади. Вместе с тем, и среди эоловой ряби могут быть разновидности, сложенные крупным песком и обладающие признаками, сходными с признаками водных знаков ряби.

*Определения положения береговой линии и направления перемещения осадков.* Американский геолог Хайд был, по-видимому, первым, кто на широкой площади закартировал ориентировку знаков ряби, исследовав миссисипские песчаники штата Огайо [Hyde, 1911]. Впоследствии данные по ориентировке ряби неоднократно использовались как одно из средств палеогеографических реконструкций. Н. Б. Вассович и В. А. Гроссгейм использовали их для определения течений в среднемиоценовом бассейне Дагестана. Г. Худайназаров [1959] произвел реконструкцию положения области сноса, наблюдая волноприбойную рябь в юрских отложениях Большого Балхана и т. д.

Как известно, знаки ряби всегда ориентированы перпендикулярно направлению перемещения однонаправленного или волнового потока и, в случае несимметричной ряби, крутой их склон направлен вниз по течению. Поэтому на побережьях морей и рек их простирание чаще всего либо параллельно берегу, если это волновые знаки ряби, либо перпендикулярно ему, если это рябь речных или морских дрейфовых течений. В каждом из этих случаев ориентировка ряби оканчивается различной относительно границ бассейна седиментации, общего направления приноса осадочного вещества из области размыва, а также контуров различных палеогеографических элементов в области накопления. Поэтому для правильного понимания ориентировки ряби, наблюдающейся в каждом конкретном случае, необходима правильная оценка фациальных условий накопления заключающих их осадков. Если не определена фациальная природа отложений, данные по ориентировке встреченных в них знаков ряби не могут быть однозначно истолкованы.

Измерения ориентировки ряби производят горным компасом с введением поправок на наклон пласта непосредственно на обнажении или путем последующего пересчета способами, описанными в главе VII,\* § 5.

*Определение глубины и скорости формирующего рябь потока.* Глубины образования знаков ряби от течения практически не ограничены. Они могут составлять и несколько сантиметров и много сотен метров. Как указывает И. Твенгофел [1936], экспедицией Ф. Нансена в пределах континентального склона обнаружена рябь

от течения на глубинах до 700 м. По наблюдениям с батискафа «Триест» знаки ряби имеются на глубинах до 3700 м. На многочисленные находки знаков ряби от течения в областях океанических подводных хребтов на глубинах 2500—3500 м указывает П. Л. Безруков [1962].

Облик знаков ряби от течения не может служить показателем глубины их образования. Как уже отмечалось, симметричные знаки ряби от течения могут быть сформированы при высоких скоростях, но очень малых глубинах потока. Такие же формы, по данным Ивенса [Ewans, 1949], могут быть получены в глубоком потоке при скоростях, близких к первой критической. Поэтому, как отмечает Б. А. Шуляк [1961], задача определения параметров поступательного потока по параметрам создаваемых им периодических текстур вообще неразрешима.

По облику скоростных знаков ряби, видимо, можно составить лишь приблизительное представление о скоростях движения среды над осадком. Если интервал скоростей существования знаков ряби равен  $1-3 v_k$ , то можно, определив средний диаметр частиц слагающего рябь осадка, по графику значений первой критической скорости (фиг. 1-III и 2-III) найти значение  $v_k$ , а следовательно, и возможный интервал скоростей потока. Для более точной оценки можно использовать наблюдения над степенью вытянутости валиков, их асимметрией и степенью развития лингоидных (язычковых) форм. По-видимому, вблизи нижней границы существования рябей среди них господствуют линейные слабо асимметричные формы, вблизи верхней — резко асимметричная лингоидная рябь. Правильная повторяемость элементов ряби и однообразие ее формы характерны для интервала скоростей, измеряемых  $1,5-2,5 v_k$ .

Более полная палеогеографическая информация может быть получена из анализа волновых знаков ряби при условии, что их волновая природа действительно доказана.

Как отмечает Шепард, действие волн на осадок практически прекращается на глубине, равной половине длины волны. Величины последних зависят от размеров водоема (длины разгона волны), его глубины, скорости и продолжительности ветра. Самые крупные волны, длиной до 400 м, образуются в открытых частях океанов. Во внутренних морях размеры их значительно меньше: например, до 150 м в Северном море, до 100—60 м соответственно в Черном и Балтийском морях [Зенкович, 1962].

Таким образом, максимально возможная глубина образования волновых знаков ряби равна 200 м, а если учесть, что большинство ископаемых осадков является отложениями окраинных шельфовых или внутриконтинентальных морей, то возможную максимальную глубину образования большинства ископаемой волновой ряби следует признать равной 80—70 м.

В настоящее время нет достаточно надежных методов определения глубины формирования волновых знаков ряби, и мы можем производить лишь ее относительную оценку, наблюдая морфологию ряби.

Наиболее глубоководной, как уже указывалось, является островершинная симметричная рябь, на меньшей глубине образуется симметричная рябь с округленными валиками, затем асимметричная рябь. Непосредственно у берега, в зоне прибоя возникают серповидная и копьевидная ряби. Глубина формирования каждой из указанных разновидностей в разные моменты может быть различной. В одном и том же участке дна, в зависимости от силы волнения, может быть сформирована различная по облику рябь.

Б. А. Шуляк [1961] предложил систему формул для вычисления параметров волнового потока, в том числе абсолютной глубины и скорости по параметрам сформированных им текстур. В качестве дополнительного критерия, необходимого для расчета скорости потока и его глубины, Б. А. Шуляк рекомендовал использовать так называемую продольную периодичность знаков ряби, выраженную чередованием понижений и повышений вдоль гребней. Максимум повышений одного гребня располагается против минимума другого, в результате чего возникает своеобразная шахматная структура.

Так как шахматная структура проявляется далеко не всегда, расчет скоростей потока, необходимый для вычисления всех остальных параметров, не всегда удается произвести точно. Поэтому Б. А. Шуляк предлагает использовать ряд других признаков для приблизительной оценки скорости потока. Основным из них является кривизна валиков в поперечном сечении: резкий излом рифелей и их островершинность соответствуют малым придонным скоростям, равным  $1-1,5 v_x$ . Плавный контур отвечает  $2-3 v_x$ . Плавный выпуклый рифель соответствует скорости, равной  $3-4 v_x$ , т. е. области, вплотную прилегающей к верхней границе существования рябей.

Изложенный метод находится пока в стадии разработки и не получил еще сколько-нибудь удовлетворительного подтверждения ни в экспериментах, ни в наблюдениях над современными или ископаемыми знаками ряби. То же самое можно сказать и о некоторых приемах реконструкции параметров волнового потока по знакам ряби, предложенных И. А. Одесским [1964].

---

## СЛОЙЧАТОСТЬ

§ 1. Элементы слойчатости  
и динамическая обстановка их формирования

Слойчатость представляет собой внутреннюю текстуру осадка или осадочной породы. В отличие от слоистости, связанной с обособлением в осадочной толще слоев различных по составу пород, слойчатость проявляется внутри однородной или почти однородной породы, образующей слой.

Низшей, элементарной единицей слойчатости является слоек. Появление слоеков связано с неравномерным распределением в осадочной породе слагающих ее компонентов. Соседние слоеки обособляются один от другого в силу различий, подчас очень незначительных и едва уловимых в гранулометрическом или минералогическом составе, степени цементации, содержании примесей или характере упаковки зерен. Причиной разделения осадка на слоеки может быть наличие перерывов осадкообразования во времени, отвечающем границе между слоеками.

Группа слоеков, сходных по конфигурации, составу и мощности, образует серию слоеков. Чаще всего слоеки одной серии параллельны друг другу. Однако этот признак не является обязательным. Серия слоеков может переходить в окружающую ее породу постепенно или быть отделенной плоскостями раздела, так называемыми серийными плоскостями. Последние в стенке обнажения образуют линии, называемые серийными швами. Серийные плоскости могут быть параллельны слоекам или «срезать» их под каким-то углом.

Причиной слойчатости как наименее формы стратификации осадочных тел являются кратковременные пульсационные изменения осадкообразующих факторов в пределах определенной узко понимаемой физико-географической обстановки, остающейся в целом неизменной во время формирования косой серии или группы серий.

Из факторов осадкообразования на облик слоичатости в первую очередь накладывает отпечаток динамическое состояние водной или воздушной массы, характеризующейся известной спецификой проявления в тех или иных ландшафтных обстановках. Вместе с тем, в различных ландшафтных обстановках может наблюдаться одинаковое динамическое состояние среды отложения, что приводит к формированию одинаковых слоичатых текстур в осадках, сформированных в разных географических условиях. Так, слоичатость, образованная в движущемся водном потоке, отражает динамическое состояние потока, независимо от того, в какой ландшафтной обстановке существует этот поток. Точно так же слоичатость отвесного оседания может быть сформирована на дне озера, лагуны или глубокого моря и во всех случаях будет обладать одинаковой морфологией.

Поскольку именно динамическая обстановка непосредственно определяет конфигурацию слоев, их масштабы и расположение относительно друг друга, в качестве генетических разновидностей слоичатости следует выделять такие, которые различаются не по физико-географическому, а по динамическому признаку. Н. Б. Вассович [1948в] предложил выделить два основных динамических типа слоичатости — скоростную (велоцитальную) и спокойного осадения (субмиссионную или адаптивную, очевидно, отвечающую скоростям ниже  $v_k$ ). Сюда же следует добавить третий тип слоичатости колебательных движений (осцилляционную).

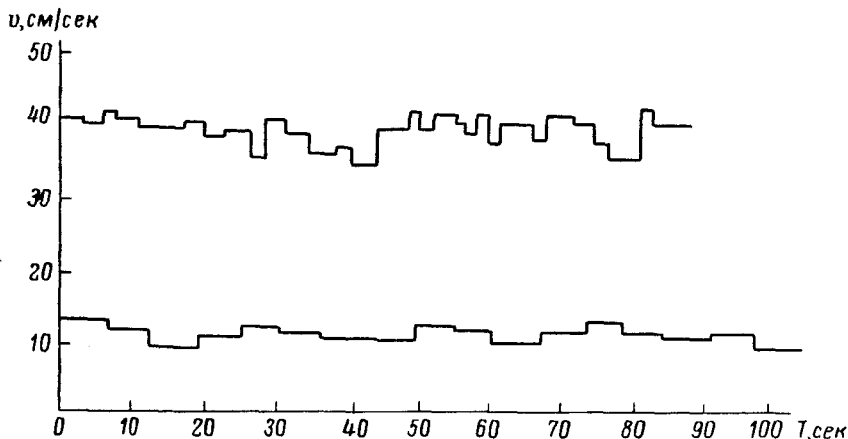
Указанные три динамических типа слоичатости являются основными и в дальнейшем, по-видимому, могут быть подразделены на разновидности, отвечающие различным видам потоков — фронтальным и линейным, с постоянной и изменчивой скоростью и т. д., в зависимости от принятого деления осадкообразующих потоков, о которых частично говорилось в главе II. Однако в настоящее время для подобного деления имеется слишком мало материала.

Механизм образования слоичатости в различных условиях в настоящее время устанавливается в самом общем виде, главным образом для однонаправленного потока. Сведения по этому вопросу можно найти в специальных руководствах по динамике наносов [Великанов, 1954; 1955; Зенкович, 1962] и в ряде работ, посвященных косоугольной слоичатости [Брунс, 1940; Вейхер, 1948; Ботвинкина, 1962; McKee, 1957; Jopling, 1966].

Мелкая косоугольная и волнистая слоичатость представляет собой вертикальное сечение волновых и потоковых знаков ряби, схема образования которых была рассмотрена в главе VIII. Подобные текстуры образуются при малых скоростях осадкообразующего потока, заключенных в интервале от 1 до  $2,5 v_k$  для частиц влекомого осадка данной размерности. Однако уже при малых скоростях на дне потока могут существовать и более крупные, чем знаки ряби, аккумулятивные и эрозионные формы. Они становятся господствующими при скорости потока, отвечающей  $2,5-4 v_k$ , когда движение осадка приобретает исключительно грядовую форму. Последовательное

накопление осадочного материала в определенных участках аккумулятивно-эрозионных форм приводит к появлению косослойчатых текстур, конфигурация и масштабы которых определяются как конфигурацией форм рельефа, так и способностью их перемещаться под действием осадкообразующего воздушного или водного потока.

Дальнейшее возрастание скорости до  $5 v_k$  приводит к разрушению аккумулятивных форм и массовому влечению наносов, сначала по горизонтальному, а затем неравномерно эродируемому ложу, на поверхности которого образуются эрозионные впадины, движущиеся против течения. В последнем случае осуществляется так называемая антидюнная фаза влечения наносов, приводящая к размыву дна и выносу накопившихся ранее осадков.



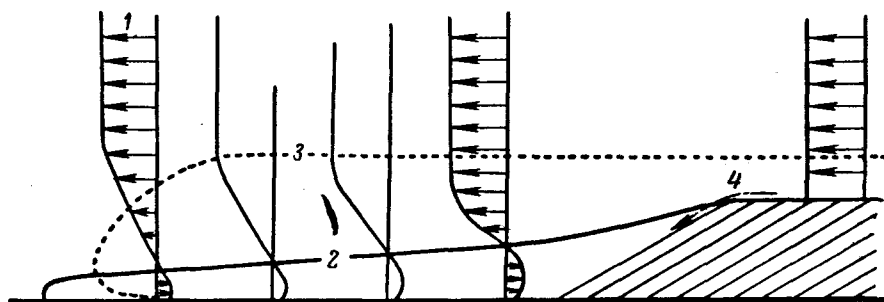
ФИГ. 1-IX. СТУПЕНЧАТЫЙ ГРАФИК ПУЛЬСАЦИИ СКОРОСТЕЙ В ПОСТУПАТЕЛЬНОМ ВОДНОМ ПОТОКЕ [ВЕЛИКАНОВ, 1954].

Разделение осадка, отложенного однонаправленным потоком, на слойки, различающиеся по какому-либо признаку, и, в первую очередь, по механическому составу, вызвано, как известно, пульсацией мгновенных скоростей. На фиг. 1-IX приведены графики пульсаций придонных скоростей, измеренные в направленном потоке через равные промежутки времени за 100 сек.

Последовательное изменение скоростей потока над какой-либо точкой поверхности дна приводит к последовательному накоплению в ней слойков, каждый из которых отвечает одному импульсу скорости. При этом величина зерен каждого слойка пропорциональна мгновенной скорости отложившего его потока. Поскольку, как видно из фиг. 1-IX, с возрастанием общей скорости возрастает размах пульсаций, различия в гранулометрическом составе слойков оказываются тем большие, чем выше скорость потока. Так как скоростью потока определяется также общий гранулометрический состав осадка, различия в величинах зерен, слагающих слойки, а следовательно,

и сама слоистость в крупнозернистых осадках выражены резче, чем в мелкозернистых.

Местом отложения слоев в направленном потоке обычно являются склоны аккумулятивных форм — отмелей, валов, кос, подвижных дюн, барханов, — обращенные вниз по течению, так называемые низовые откосы, а также стенки эрозионных желобов. В сечении, параллельном течению, все аккумулятивные формы обладают асимметричным строением — их низовые откосы короче и круче верховых. Частицы, лежащие на пологом верховом откосе, подхватываются течением и выносятся на низовой откос. При этом более крупные передвигаются волочением и, достигая вершины валов, скатываются вниз по склону. Более мелкие подхватываются надгребневой струей и в виде суспензии частично выносятся, частично



ФИГ. 2-IX. ВЕКТОРЫ СКОРОСТЕЙ ВОДНОГО ПОТОКА И ПУТИ ДВИЖЕНИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ НАД ПЕСЧАНОЙ ГРЯДОЙ И В ПОДВАЛЬЕ [JORLING, 1966, С ИЗМЕНЕНИЯМИ].

1 — векторы скоростей потока; 2 — линия нулевой скорости; 3 — пути движения взвешенных частиц; 4 — пути частиц, движущихся волочением.

попадают в зону подвального противотечения (фиг. 2-IX), а затем отлагаются в подвалье и на низовом откосе. При снижении мгновенной скорости, с одной стороны, прекращается размыв верхового откоса и скатывание крупных частиц на низовой откос, с другой — в пределах последнего происходит более быстрое выпадение мелких частиц из подвального завихрения. В результате на крутом низовом склоне гряды осуществляется смена слоев различного гранулометрического состава. При последующем возрастании мгновенной скорости процесс возобновляется — происходит перемещение гряды параллельно самой себе, а осадок, слагающий гряду, приобретает косослойчатую текстуру. Конфигурация сформировавшихся косых слоев повторяет форму низового откоса и подвалья.

Каждая косая серия является результатом перемещения одной гряды. Появление слоевых швов и смена одних серий другими по вертикали чаще всего является результатом последовательного прохождения гряд через данный участок дна. Однако появление слоевых швов и развитие новых серий может происходить и в одной и той же гряде в связи с резкими колебаниями глубины потока

[МакКее, 1957], изменениями его направления и скорости, приводящими к перестройке низового откоса.

В поступательном потоке, кроме косой, может формироваться горизонтальная слоичатость. Во-первых, горизонтальная слоичатость может быть образована в так называемую первую гладкую фазу при скоростях, вплотную прилегающих к первой критической, когда по горизонтальной поверхности ложа происходит перемещение отдельных зерен осадка, но рельеф дна остается неизменным. При увеличении скоростей потока первая гладкая фаза завершается образованием знаков ряби, а горизонтальная слоичатость сменяется мелкой косой.

Во-вторых, образование горизонтальной слоичатости возможно при скоростях, примерно в пять раз превышающих первую критическую. В этом случае происходит разрушение аккумулятивных форм на дне потока и массовое влечение наносов в виде суспензии по горизонтальному ложу. Хотя подобная форма перемещения осадков свойственна скорее областям размыва, чем аккумуляции, по-видимому, именно с ней связано появление горизонтальной слоичатости в грубозернистых отложениях, залегающих среди косослойчатых песков руслового аллювия.

Менее изучена слоичатость, образованная колебательными движениями воды, конфигурация которой зависит от силы волнения, глубины, расстояния от береговой линии и общих морфологических и гидродинамических особенностей зоны волнения. В полосе пляжа, по наблюдениям Ф. А. Щербакова и Ю. А. Павлидиса [1964], образование каждого слойка связано с действием набегающей волны, которая выносит осадочный материал на передний откос пляжа и, теряя энергию, аккумулирует его. Конфигурация слойков зависит от профиля пляжа, который, в свою очередь, находится в равновесии с параметром волн. Во время штормов формируется пологий вогнутый профиль пляжа, при затухании волнения — крутой выпуклый. В результате длительной деятельности волн происходит аккумуляция слоичатых осадков и наращивание пляжа в сторону моря. Каждая образующаяся косая серия отвечает определенному режиму волнения, оставшемуся неизменным в течение некоторого промежутка времени, а разделяющие серии серийные швы — перестройке профиля пляжа в периоды изменения активности прибойного потока.

В подводной части пляжа и на подводном склоне под действием волн осуществляется поступательное перемещение наносов, формирующее разнообразные формы рельефа дна, ориентированные параллельно или косо к берегу. Аккумуляция материала, слагающего песчаные волны, подводные валы и бары, созданные волнением, происходит преимущественно на их крутых склонах, обращенных в сторону берега, путем перебрасывания осадка волнами через гребни этих форм. В результате образуется слоичатость, падающая в сторону берега, а сами аккумулятивные формы смещаются в сторону суши. Накопление осадков, слагающих каждую серию, отвечает определенному режиму волнения, а разделяющие их слоевые швы

образуются вследствие перестройки профиля низовых откосов, в результате изменений как интенсивности, так и направлений волнового потока. Необходимо отметить, что слоичатость осадков береговой зоны, связанная непосредственно с колебательными движениями воды, тесно ассоциирует со скоростной слоичатостью вследствие широкого развития в этой зоне поперечных и вдольбереговых донных течений, вызванных волновыми процессами.

Третьим динамическим типом слоичатости является слоичатость спокойного осаждения, когда среда, располагающаяся непосредственно над осадком, обладает скоростями, недостаточными, чтобы привести в движение слагающие его частицы. В этом случае особенности слоев определяются составом и количеством осадочного материала, принесенного извне воздушными или водными течениями, а их расположение в пространстве — первичным наклоном поверхности. Именно таким путем в большинстве случаев формируется горизонтальная слоичатость или различная косая слоичатость облекая как подводных, так и наземных микроформ рельефа.

## § 2. Морфология и генетическая интерпретация морфологических признаков слоичатости

Более чем вековая история изучения косо́й слоичатости, начало которой связано с именем английского исследователя Сорби [Sorby, 1853], является, по выражению Ю. А. Жемчужникова, весьма поучительной. Уже первые сводки по слоичатости (слоистости, или ложной слоистости, как ее нередко называли) представляли собой не столько морфологические, сколько генетические классификации. Первые классификации, предложенные Вальтером [Walter, 1893], Грабау [Grabau, 1907], Ю. А. Жемчужниковым [1926], предусматривали выделение разных генетических типов слоичатости, основанное на учете морфологии слоев, слоевых швов, конфигурации и масштабе косых серий и т. д. Были выделены эоловый, поточковый, речной, дельтовый и прибрежно-морской типы слоичатости.

Несмотря на то, что автор первой в отечественной литературе классификации Ю. А. Жемчужников предостерегал от чисто формального подхода к изучению слоичатости и подчеркивал относительность признаков каждого типа, их неоднозначность, необходимость всестороннего изучения осадков для их генетического истолкования, эти очень важные оговорки с течением времени все более забывались, в то время как сама классификация приобретала все большую популярность. Сложилось представление, что определенным генетическим типам отложений свойственны определенные, неповторяющиеся или почти не повторяющиеся в других осадках морфологические типы слоичатости. Отражением этих представлений явились классификации слоичатости в существующих руководствах по осадочной петрографии и литологии Л. В. Пустовалова [19406], М. С. Швецова [1958], Л. Б. Рухина [1961], а также появление таких терминов

как «слоистость ряби мелководья», «делювий овражных долин», «временные потоки» и других.

Полноление сведений (сейчас литература по слоистости и слоичатости включает многие тысячи названий) показало не только многообразие форм слоичатости, но и полифацциальность почти всех ее морфологических разновидностей. Это потребовало перехода к систематическому изучению слоичатости, основанному на тщательном описании и измерении ее признаков, и создания на этой основе классификации, учитывающей форму элементов слоичатости, т. е. классификации морфологической. Как указывал Н. Б. Вассоевич [1948а, стр. 49], «необходимость таковой (классификации) очевидна: прежде чем выяснить генезис той или иной слоистости в широком понимании, надо предварительно изучить и описать ее в поле, а затем сравнить с другими типами слоичатости».

Создание морфологических классификаций слоичатости в нашей стране и за рубежом осуществлялось в несколько различных направлениях. В американской и английской литературе усилия исследователей [Knight, 1929; McKee, Wier, 1953; Hamblin, 1961; Allen, 1962; Hemingway, Clarke, 1963] были направлены на разработку объемной морфологической классификации, основанной на трехмерном изучении слоичатости. В нашей стране, главным образом в результате исследований Л. Н. Ботвинкиной [1950, 1959, 1962], была предложена морфологическая классификация, построенная на наблюдениях над слоичатостью в произвольных вертикальных сечениях, которые обычно и наблюдаются в естественных обнажениях.

Отсылая читателя, интересующегося всеми деталями строения слоичатых текстур, к указанным работам, которые, естественно, невозможно осветить в данном кратком разделе, попытаемся рассмотреть лишь самые основные особенности морфологии слоичатости и оценить те сведения о физико-географической и динамической природе среды отложения, которые могут быть получены из их анализа.

Оценивая морфологию слоичатых текстур, наблюдаемых в каком-либо осадке, мы сталкиваемся с явлением их многопорядковости. С одной стороны, облик косой слоичатости зависит от состава, мощности, формы и размеров ее низших элементов — слоек, образующих косые серии, с другой — от расположения самих серий и их границ — слоевых швов — относительно друг друга.

Текстуры, связанные с расположением серий в пространстве, очевидно, являются текстурами первого порядка по отношению к текстурам, сформированным слоями, входящими в косую серию. Поэтому из двух названных признаков слоичатости первый признак следует признать главным и положить в основу морфологической классификации, второй считать дополнительным, относящимся к деталям строения основных морфологических типов слоичатости.

*Морфология элементов слоичатой серии.* Прежде чем дать характеристику морфологических типов слоичатости, представляющих

собой определенные сочетания слоистых серий, необходимо рассмотреть особенности тех элементов, из которых строится каждая серия, и кратко остановиться на характеристике осадкообразующих факторов, определяющих их состав, конфигурацию и масштабы.

Слойки, входящие в слоистую серию, обособляются друг от друга вследствие различий в гранулометрическом составе, упаковке зерен, в содержании тяжелых минералов и органической примеси. Указанные признаки могут проявляться как каждый в отдельности, так и совместно.

Различия в гранулометрическом составе соседних слоев связаны с колебанием мгновенных скоростей, и поэтому зависят от общей скорости и турбулентности потока, возрастая по мере их увеличения. Гетерогенность слоев аллювия горных рек выше, чем равнинных, а в морских отложениях возрастает по мере приближения к берегу. Наименее гетерогенны, по-видимому, серии в морских, удаленных от берега, а также в эоловых осадках.

Обогащение отдельных слоев тяжелыми минералами — ильменитом, цирконом, гранатом и другими — является результатом более длительной сепарации осадков, формирующих эти слои, что особенно характерно для пляжевых песков, хотя может наблюдаться также в мелководных морских и даже в аллювиальных отложениях [Формозова, 1951]. Подчеркивание слоистости растительным детритом и бесструктурным углеродистым веществом особенно часто наблюдается в тонкослоистых отложениях пойм, а также в морских отложениях как современных [Архангельский, Страхов, 1938], так и ископаемых, слагающих флиш, нижнюю молассу и грауваквовые толщи.

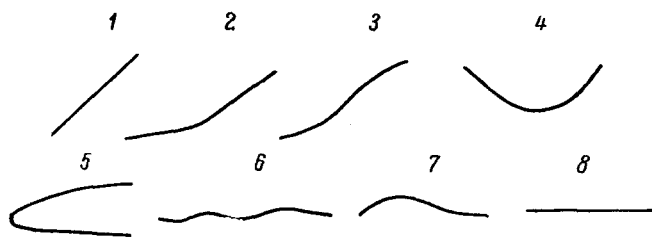
В пределах слоев от их подошвы к кровле может наблюдаться закономерная градационная рассортировка материала. Нижние части слоев в таких случаях более крупнозернисты и содержат больше тяжелых минералов по сравнению с верхними, что также является показателем повышенной турбулентности потока.

Ряд последовательно налегающих друг на друга слоев может формировать своеобразные ритмы мощностью от нескольких сантиметров до 10—12 см, характеризующиеся последовательным уменьшением крупности зерен по вертикали снизу вверх. Подобная ритмичность слоев, по наблюдениям Л. Н. Ботвинкиной [1962], встречается в морских отложениях зоны течений.

Интересные данные о режиме потока могут быть получены из наблюдений над распределением материала вдоль косых слоев в направлении от подошвы косой серии к ее кровле. Исходя из рассмотренного выше механизма формирования косых серий, следует ожидать, что нижние части их, расположенные у подвала и образованные действием подвальных противотечений, должны содержать более тонкий материал, по сравнению с верхними частями. Обогащение нижних частей косых серий тонкозернистым материалом действительно часто имеет место, что подтверждается экспериментальными исследованиями Мак Ки [McKee, 1957]. По наблюдениям

Ю. Паапа [1965], в девонских красноцветах Эстонии наблюдается повышенное содержание глинистых и тонких песчаных частиц именно в основании косослойчатых серий, хотя здесь и присутствуют в небольшом количестве наиболее крупные зерна. Здесь же, как правило, наблюдается пониженное содержание тяжелой фракции по сравнению со средними и верхними частями серий.

Подобное распределение материала в пределах косых серий свойственно, по-видимому, осадкам, образованным при сравнительно небольших скоростях. При высоких скоростях потока в суспензии переносится, а следовательно, и попадает в область подвального противоречия не только мелкий, но и крупный материал, поэтому, как отмечает Джоплинг [Jorpling, 1966], преобладание грубых зерен



ФИГ. 3-IX. ФОРМЫ СЛОЙКОВ:

1 — косая прямолинейная; 2 — косая, выполаживающаяся к подошве; 3 — косая, выполаживающаяся к подошве и кровле; 4 — мульдообразная; 5 — древовидная; 6 — волнистая; 7 — неправильная выпукло-вогнутая; 8 — горизонтальная.

в нижних частях серий указывает, что скорость потока была большой, близкой к верхнему пределу существования песчаных гряд.

Форма слойков, образующих слойчатую серию, как показано на фиг. 3-IX, может быть различной, определяясь, с одной стороны, конфигурацией тех частей аккумулятивных форм, на которых происходило отложения осадка и, с другой — глубиной их размыва в процессе перемещения. Конфигурация склонов, где происходит отложение, в свою очередь, зависит от гранулометрии осадка и скорости транспортирующего его потока.

Одной из распространенных форм являются косые прямолинейные слойки, упирающиеся как в нижний, так и в верхний слоевой шов. Они образуются в однородных, хорошо сортированных, чаще всего крупнозернистых песчаных осадках, при малых скоростях потока, близких к нижнему пределу существования песчаных гряд.

Возрастание скорости потока, так же как увеличение тонкопесчаной и в особенности глинистой примеси, способствует выполаживанию низовых откосов, в результате чего образуются изгибающиеся, выполаживающиеся к подошве слойки (фиг. 3-IX, 2). Угол их падения в верхней части может достигать  $26-27^\circ$  и уменьшаться до  $2-3^\circ$  в основании. Вершины слойков срезаются верхним слоевым швом, образованным в результате размыва при перемещении аккумулятивных форм. Гидродинамические условия перехода косых прямолинейных

слоек в выполаживающихся к подошве, рассмотрены в работе Мак Ки [McKee, 1957].

Слойки S-образной формы, выполаживающиеся к подошве и кровле, встречаются сравнительно редко. Механизм их образования и условия перехода в ископаемое состояние недостаточно выяснены. По наблюдениям Л. Н. Ботвинкиной, слойки указанной формы связаны, как правило, с морскими отложениями.

Слойки мульдообразной формы формируются в результате последовательного осаждения материала на дне и склонах эрозионных ложбин, впадин, карманов, образованных на дне струями турбулентного неравномерного потока. Некоторый интерес представляет наблюдение степени конформности мульдообразных слоевок ограничивающему их снизу мульдообразному слоевому шву, что может служить показателем глубины осадкообразующего потока (фиг. 4-IX).

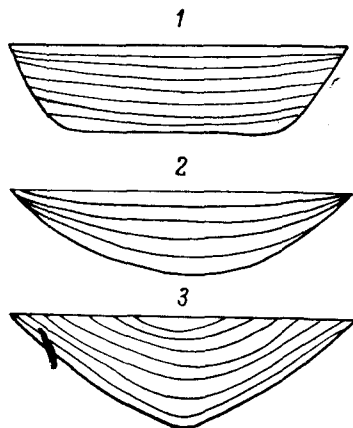
Правильной формы, изгибающиеся слойки, напоминающие косой срез древесного ствола, встречаются довольно редко, по-видимому, только в русловых отложениях, и являются скорее всего результатом гравитационного скольжения осадка, вызванного увеличением крутизны профиля низового откоса [Kiersh, 1950; Абрамов, 1961; Stewart, 1961].

Волнистая форма слоевок наблюдается в вертикальных сечениях знаков ряби. Неправильной формы, выпукло-вогнутые или выпуклые слойки связаны с накоплением осадков на поверхности различных неровностей, преимущественно в слабоподвижной среде отложения.

Горизонтальная форма слоевок вызвана как отвесным оседанием частиц в неподвижной среде, так и отложением их в движущемся потоке в первую и во вторую гладкие фазы.

Углы наклона косых слоевок, отражающие крутизну склонов донных аккумулятивных форм, зависят от скорости потока, гранулометрического состава осадков, окатанности зерен и количества примесей. Максимально возможные углы наклона слоевок, соответствующие углам естественного откоса рыхлых песков, колеблются от  $25-30^\circ$  для водной среды и  $30-35^\circ$  для сухого песка [Bagnold, 1941; McKee, 1957; Колов, 1952].

Влияние величины зерен и их формы на угол естественного откоса, по данным Мак Ки, невелико и не превышает  $3^\circ$ . С. П. Абрамов

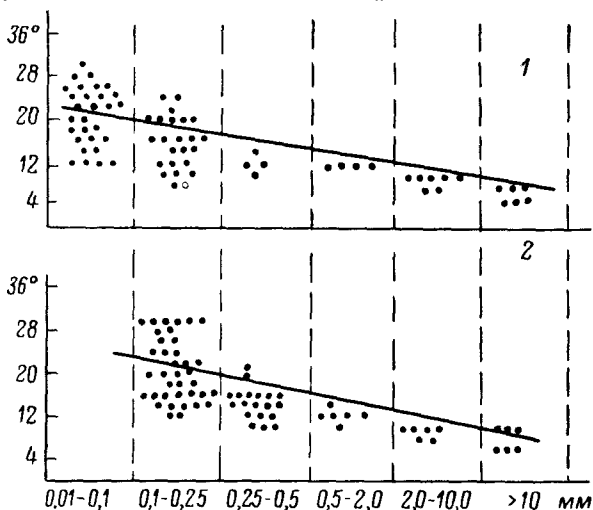


ФИГ. 4-IX. СООТНОШЕНИЕ СЛОЕКОВ С ПОВЕРХНОСТЬЮ ЭРОЗИОННОГО ВРЕЗА (СЛОВЫМ ШВОМ) В ПОТОКАХ РАЗЛИЧНОЙ ГЛУБИНЫ:

1 — глубина потока меньше глубины эрозионного вреза; 2 — глубина потока равна глубине эрозионного вреза; 3 — глубина потока больше глубины эрозионного вреза (рисунки по фотограммам Мак Ки, 1957).

[1961] приводит данные, свидетельствующие о большем расхождении максимальных углов наклона слоев в песках разной зернистости, которые равны 28—30° в мелкозернистых песках, 32—33° в среднезернистых и 35 и даже 40° в крупнозернистых.

Осадки, отложенные в поступательном потоке, обладают меньшими углами наклона, чем образованные в неподвижной среде. При этом углы тем меньше, чем выше скорость. Влияние скорости среды отложения на углы наклона слоев, однако, очень слабо изучено, и, возможно, именно этим фактором следует объяснять



ФИГ. 5-IX. ГРАФИК СВЯЗИ УГЛОВ НАКЛОНА КОСЫХ СЛОЙКОВ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА СЛАГАЮЩИХ ИХ ПОРОД ПО ДАННЫМ МЕХАНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (1) И ИЗМЕРЕНИЙ В ШЛИФАХ (2) [ПО Г. Ф. РОЖКОВУ, 1967]

сравнительно малые углы наклона слоев, обычно отмечаемые для современных и ископаемых водно-потоковых отложений. По Поттеру и Петтиджону [Potter, Pettijohn, 1963], средний угол наклона слоев варьирует от 18 до 25°. По наблюдениям Г. Ф. Рожкова [1966], сделавшего несколько тысяч измерений падений слойчатости в нижнемеловых песчаниках Таджикской депрессии, средний угол наклона слоев составил 16°, причем только несколько процентов замеренных углов превысили величину 30°. По-видимому, также влиянием скорости потока следует объяснять наблюдающуюся иногда аномальную картину уменьшения углов падения слоев в крупнозернистых песчаниках по сравнению с мелкозернистыми (фиг. 5-IX).

Углы падения в косослойчатых сериях ископаемых отложений в целом меньше, чем в современных рыхлых осадках, что, очевидно, должно быть связано с их уплотнением и сокращением мощности в процессе литификации, нарушающей первоначальную геометрию

косой слойчатости. Изменения наклона косых слоев могут происходить также в консолидированных песчаниках в результате тектонических деформаций [Brett, 1955; Pettijohn, 1957]. При этом угол наклона стремится к уменьшению в крыльях складок, если направление наклона противоположно падению крыла складки, и к увеличению, если падения тех и других совпадают.

Форма серийных швов, ограничивающих серии, может быть прямой, изогнутой или волнистой, что определяется параметрами осадкообразующего потока. Как указывалось выше, в отложениях пляжа форма серийного шва отвечает профилю равновесия в период перестройки пляжа в связи с изменениями активности прибойного потока. В поступательном потоке серийному шву отвечает поверхность дна, сформированная движущимися струями воды или воздуха. Если движение потока и влекомых наносов осуществляется широким фронтом, серийные швы ровные и протяженные, если движение происходит отдельными струями, плоскости раздела серий короткие и вогнутые. При слабом поступательном или колебательном движении между сериями слоев формируются волнистые плоскости раздела, и естественно, волнистые серийные швы.

Мощность слойчатых серий обычно колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров. Максимальная мощность серий, описанных в литературе, равна 33 м [Knight, 1929]. Хорошо разработанная классификация слойчатости по размеру серий в настоящее время отсутствует; на практике чаще всего применяют десятичную классификацию, где входящие в нее классы ограничены размерами 0,1—1,0—10—100 и более 100 см. Л. Н. Ботвинкина [1962] предложила следующие названия для классов: 0,1—1,0 см — тонкая слоистость (слойчатость); 1—10 см — мелкая; 10—100 см — крупная, более 100 см — грубая слоистость.

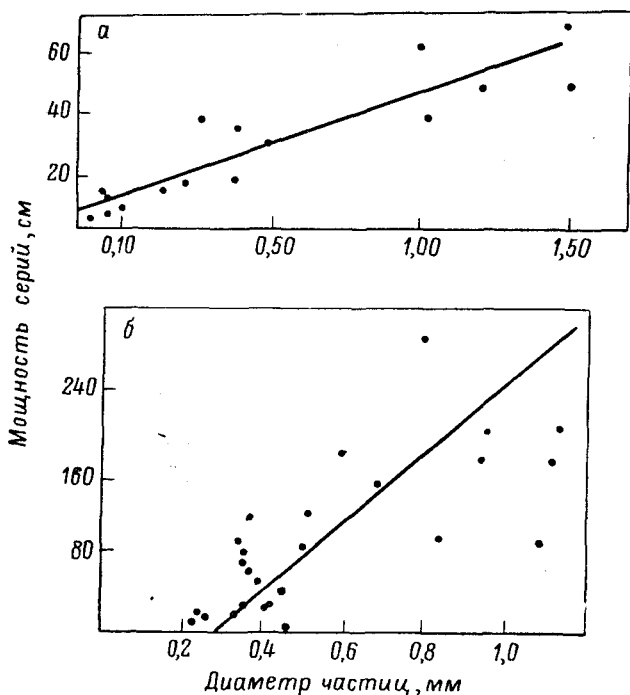
Частота встречаемости слойчатости того или иного масштаба для каждой осадочной толщи является, очевидно, достаточно четким формационным признаком, хотя этот вопрос почти не исследовался статистически. В целом мощности слойчатых серий в отдельных осадочных комплексах, по-видимому, подчиняются логнормальному закону распределения [Bausch van Bertsberg, 1940; Schwarzacher, 1953; Pelletier, 1958; Potter, Pettijohn, 1963].

Мощность слойчатых серий определенным образом связана с гранулометрическим составом осадка, слагающего серии. Немногочисленные исследования, проведенные в этом направлении, показали прямую линейную, хотя и слабую коррелятивную связь этих величин (фиг. 6-IX). Например, в песчаниках нижнего мела Западной Англии сила связи между мощностью серий и медианным диаметром слагающих их осадков, оцененная линейным коэффициентом корреляции, оказалась равной +0,580 [Schwarzacher, 1953].

*Морфологическая классификация слойчатости.* Как отмечалось выше, создание морфологических классификаций слойчатости зернистых пород осуществлялось в двух направлениях: одно — по пути систематизации морфологических признаков ее, наблюдаемых в одной

плоскости, отвечающей вертикальному сечению пластов, другое — по пути создания объемной классификации, рассматривающей слойчатые серии как пространственные фигуры в трех измерениях.

Несмотря на огромное количество работ по описанию слойчатости, наблюдаемой в вертикальных сечениях, в том числе специально посвященных вопросам классификации ее по морфологическим признакам [Walter, 1891—1894; Cloos, 1914; Andree, 1915; Жемчужни-



ФИГ. 6-IX. ЗАВИСИМОСТЬ МОЩНОСТЕЙ КОСЫХ СЕРИЙ И РАЗМЕРОВ ЧАСТИЦ СЛАГАЮЩИХ ИХ ОСАДКОВ. а — ДИАГРАММА, ПОСТРОЕННАЯ ПО ДАННЫМ А. В. ХАБАКОВА ПО ПЕРМСКОЙ МОЛАССЕ ПРЕДУРАЛЬЯ [«КОСАЯ СЛОИСТОСТЬ»... 1940]; б — ДИАГРАММА ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ АНГЛИИ [SCHWARZASCHER, 1953].

ков, 1940; Вассоевич, 1948в; Шрок, 1950; Брунс, 1954 и др.), приходится констатировать, что достаточно удовлетворительная «плоскостная» морфологическая классификация слойчатых текстур до сих пор не выработана.

Не рассматривая предложенных ранее схем, обзор которых дан в работе Л. Н. Ботвинкиной [1962], остановимся на характеристике морфологической классификации последней, поскольку это одна из новых и наиболее каштальная сводка, в которой в значительной степени учтены многие недостатки предшествующих классификационных схем.

Классификация Л. Н. Ботвинкиной предусматривает выделения пяти главных типов, четырнадцати видов и 87 (!) разновидностей слойчатых текстур.

Такая полнота на первый взгляд кажется полезной, но она имеет и другую сторону, поскольку почти половина разновидностей, выделенных Л. Н. Ботвинкиной, либо вовсе отсутствует в природе, либо встречается крайне редко. Эти разновидности, будучи возведенными в один ранг с такими, которые действительно характерны для осадочных пород, придают классификации крайнюю громоздкость, сильно затрудняя ее применение.

В то же время в классификации Л. Н. Ботвинкиной не находят места такие часто встречающиеся виды как «древовидная» слоистость, описанная Абрамовым [1961] и Стюартом [Stewart, 1961], или слоистость с разнонаправленным падением прямых слоевых швов и параллельных им слойков, описанная для пляжевых и золотых отложений (McKee, 1953).

Однако не это является главным недостатком классификации Л. Н. Ботвинкиной, а формальный, чисто геометрический принцип ее построения. Л. Н. Ботвинкина за основу выделения типов как основных классификационных единиц берет «форму слойков и соотношение их направления с нижней границей серии» (стр. 154), в результате чего слоистость, наблюдаемая в разных сечениях одной и той же серии, часто оказывается принадлежащей не только разным видам, но и различным типам, т. е. различным категориям, выделяемым в качестве основных классификационных единиц.

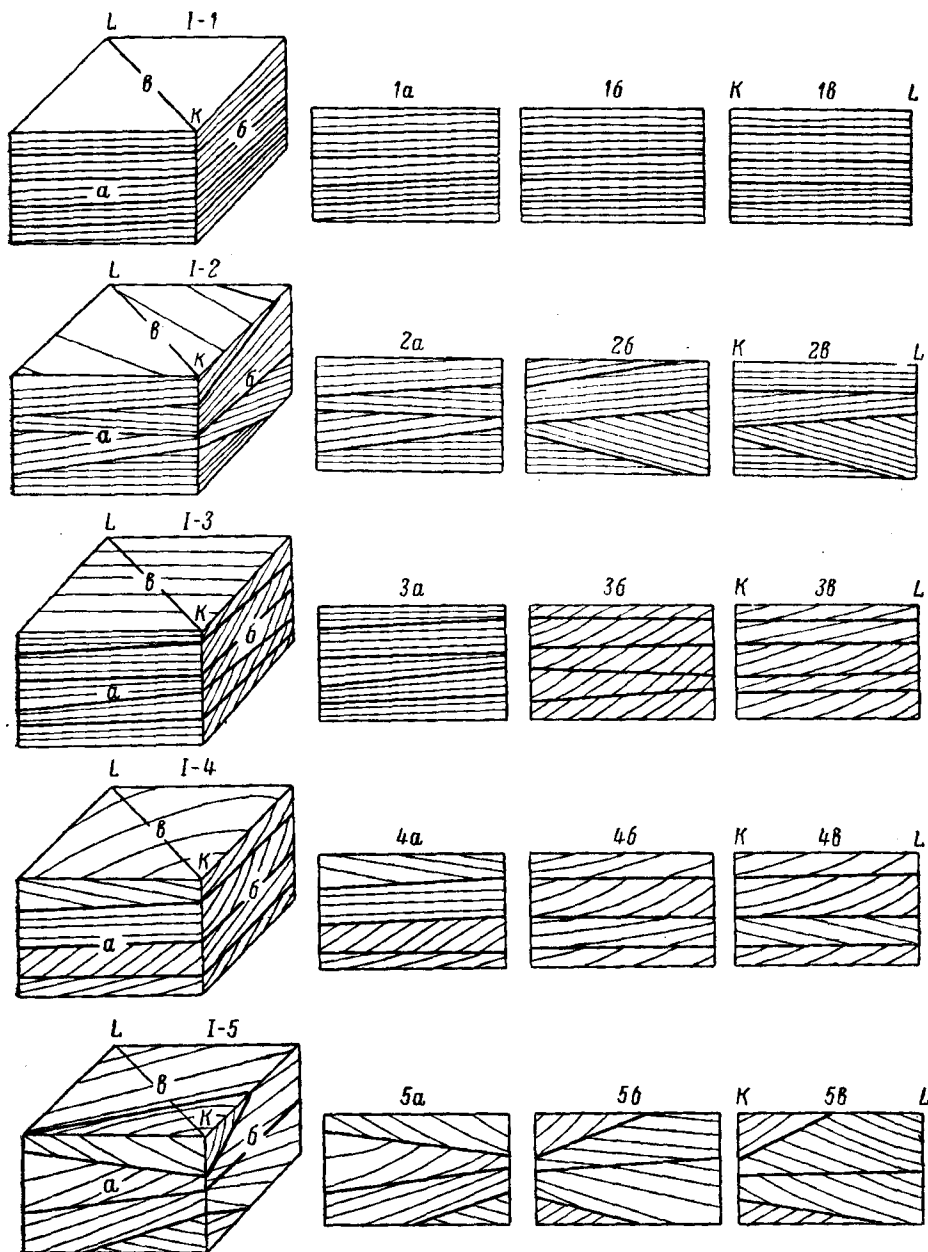
Например, широко известная в литературе мульдобразная (троговая, фстончатая) слоистость (фиг. 10-IX, вид *II-1*) по облику в сечении *б*, параллельном течению, попадет в тип косой слоистости, а по облику в сечении *а*, перпендикулярном течению, — в тип волнистой слоистости. Другая разновидность троговой слоистости, изображенная на фиг. 4-IX, вид *IV-3*, по сечению *а* попадает в тип волнистой, по сечению *б* в тип косой, а по сечению *в* — в тип косоволнистой слоистости.

Таким образом, в рассматриваемой классификации искусственно разъединяются признаки, присущие одному, то же явлению, что заставляет рассматривать ее лишь как руководство для унификации терминологии, определенный и необходимый стандарт для описания конфигурации слоистых серий, а не как классификацию в настоящем смысле.

Недостатки классификационной схемы Л. Н. Ботвинкиной и других подобных ей схем вряд ли можно преодолеть, если брать за основу конфигурацию слоистости, наблюдаемую в одном плоском сечении. Именно поэтому все больший интерес привлекают классификации, основанные на ее трехмерной, объемной оценке. Работа в этом направлении была начата Найтом [Knight, 1929], Мак Кеэ и Вейром [McKee, Weir, 1953], и продолжена целым рядом исследователей [Hamblin, 1961; Stewart, 1961; Allen, 1962; Hemingway, Clarke, 1963; Harms, McKenzie, McCubian, 1963; Смирнов, 1966].

Тем не менее объемной классификации слоистости, охватывающей все возможные ее проявления, пока нет, и в существующих схемах указываются лишь немногие, хотя и основные ее типы — и, прежде всего, плоскостная и мульдобразная слоистость (planar cross bedding, trough cross bedding), фиг. 7-IX, вид *I-3*, и фиг. 10-IX, вид *II-1*.

Ниже приводится классификация, основанная, по возможности, на объемной конфигурации слоистости. Объемная классификация, однако, не выдерживается до конца, поскольку для целого ряда известных «двухмерных» разновидностей в настоящее время трудно дать достаточно удовлетворительную объемную характеристику; классифицировать подобные разновидности приходится поэтому по их признакам, наблюдаемым в одном сечении.



Фиг. 7-IX. ВИДЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ПЛОСКОСТНОЙ СЛОЙЧАТОСТИ.

Виды: I-1 — плоскостная горизонтальная; I-2 — плоскостная носая клиновидная; I-3 — плоскостная параллельная однонаправленная; I-4 — плоскостная параллельная разнонаправленная; I-5 — плоскостная перекрестная. Справа от блок-диаграмм показаны разновидности соответствующих видов, наблюдаемые в сечении, перпендикулярном течению (а), параллельном течению (б), и косом сечении (в).

Предлагаемая классификация строится на выделении трех соподчиненных друг другу категорий — типа, вида и разновидности слоистой текстуры. Типы являются высшими классификационными единицами и устанавливаются по форме нижней слоевой поверхности серии, отвечающей поверхности накопления осадка, формирующего серию. Типов слоистости при таком подходе выделяется четыре — это плоскостная слоистость, троговая, волнистая и неправильная. Пятым типом может считаться текстура, характеризующаяся отсутствием слоистости, а следовательно, и слоевых швов.

Каждый из типов подразделяется на виды, в основу выделения которых берется два признака, наблюдаемых в пространстве, а практически в двух взаимно перпендикулярных сечениях, одно из которых перпендикулярно, другое — параллельно течению осадкообразующего потока. Первым признаком является расположение слоистых серий относительно друг друга, вторым — положение слоев серии по отношению к нижнему слоевому шву.

Низшей классификационной единицей является разновидность, устанавливаемая по облику серий в любом произвольном сечении. При установлении разновидности учитываются те же, указанные выше признаки, но наблюдаемые в одной плоскости — форма слоевого шва, расположение серий и положение в них косых (или горизонтальных) слоев. Разновидность является, таким образом, фигурой плоской, вид слоистости — фигурой объемной, тип слоистости представляет понятие собирательное, охватывающее несколько видов.

Изучение морфологии слоистости начинается с наблюдений над разновидностью, которая обычно и наблюдается в обнажении. Изучая разновидности в различных случайных сечениях, переходят к реконструкции слоистости как объемного тела — т. е. вида, и далее устанавливают принадлежность данного вида к тому или иному из известных типов.

Другие признаки слоистой текстуры, такие как форма слоев, углы их наклона, степень параллельности слоев, масштабы серий и другие, не являются классификационными. Они безусловно важны, как на это указывалось в предыдущем параграфе, они изучаются и описываются, но тем не менее не являются классификационными и не учитываются при установлении разновидности, вида и типа слоистой текстуры.

Указанная классификация слоистых текстур, очевидно, является морфологической. Вместе с тем она является классификацией динамической, поскольку морфология слоистости отражает динамику осадкообразующего потока, хотя последняя в каждом конкретном случае и не всегда может быть достаточно точно определена.

Тип I. Плоскостная слоистость. Слоистые серии ограничены плоскостями — горизонтальными или наклонными, представляющими собой первично ровную поверхность, на которой происходило

накопление осадков, образовавших серию. Плоскостная слоичатость включает пять основных видов (см. фиг. 7-IX).

Вид *I-1*. Горизонтальная слоичатость характеризуется параллельным, горизонтальным расположением слоев швов и отдельных слоев. Облик слоичатости мало зависит от ориентировки среза, и в любом вертикальном сечении почти одинаков. Образуется при отложении осадка на горизонтальной поверхности в слабо подвижной среде, а также в движущемся потоке в первую и вторую гладкую фазу влечения наносов, в самой различной физико-географической обстановке.



ФИГ. 8-IX. КОСАЯ СЛОИЧАТОСТЬ ДЮННОЙ ГРЯДЫ, ОБРАЗОВАВШАЯ ПЕРЕСЕКАЮЩИМИСЯ КЛИНОВИДНЫМИ СЕРИЯМИ (ПЛОСКОСТНАЯ КЛИНОВИДНАЯ СЛОИЧАТОСТЬ) [ПО УЛЬСТУ, 1957].

Вид *I-2*. Плоскостная клиновидная косая слоичатость. Серийные плоскости наклонены обычно в разные стороны под различными углами, что удастся наблюдать во всех вертикальных сечениях. Слойки параллельны нижним серийным швам и, следовательно, образуются в результате облекания осадком плоских склонов различных аккумулятивных форм рельефа. Масштабы проявления различны: мощности измеряются дециметрами и метрами, протяженность серий большая, измеряемая часто десятками метров. Образуется клиновидная слоичатость в различных физико-географических обстановках. Описана в отложениях мелководья [Thompson, 1937], пляжа [McKee, 1953], среди дельтовых осадков [Ботвинкина, 1962], в отложениях прибрежных дюн (фиг. 8-IX) [Ульст, 1957; Ряста, 1957] и в эоловых континентальных отложениях [Bagnold, 1941; Колов, 1952].

Вид 1-3. Плоскостная параллельная однонаправленная слойчатость. Является одним из самых распространенных видов слойчатости. В сечении, параллельном течению (3б, фиг. 7-IX), наблюдаются падающие в одну сторону слойки, разделенные горизонтальными серийными швами (фиг. 9-IX). В случайном косом сечении (3в) наблюдается такая же картина, хотя слойки, слагающие серии, обладают меньшими углами наклона. В сечении, перпендикулярном течению, видна слойчатость, близкая к горизонтальной.



ФИГ. 9-IX. ПЛОСКОСТНАЯ ПАРАЛЛЕЛЬНАЯ СЛОЙЧАТОСТЬ В СЕЧЕНИИ. СОВПАДАЮЩЕМ С НАПРАВЛЕНИЕМ ТЕЧЕНИЯ. РУСЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. НИЖНИЙ МЕЛ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА.

Плоскостная параллельная слойчатость образуется от движения поперечных гряд по гладкому незеродированному ложу и встречается в самых различных фациальных обстановках, где подобные гряды могут быть сформированы. Очень часто параллельная плоскостная слойчатость наблюдается в аллювиальных осадках прибрежной зоны и русловой отмели, где она представлена крупными (0,5—2,0 м) сериями, сложенными крупнозернистыми, плохо сортированными отложениями. Мелководные и прибрежные мелкозернистые осадки, отложения дрейфовых течений и некоторые другие, перенос которых осуществляется широким водным потоком, также обладают слойчатостью рассматриваемого вида. В некоторых случаях серии, образованные движением крупных аккумулятивных форм в береговой

зоне моря — подводных валов, баров и кос, могут достигать гигантских размеров — 8—10 и более м мощности, и протягиваться на сотни и тысячи метров [Троицкий, 1960].

Вид *I-4*. Плоскостная параллельная разнонаправленная слойчатость отличается от предыдущего вида тем, что формируется в обстановке непостоянного, меняющегося по направлению потока. Вследствие этого здесь нет сечений, характеризующихся только горизонтальной или только косою однонаправленной слойчатостью. В любом сечении можно встретить как косые слойки, падающие в разные стороны, так и серии горизонтальных слойков.

Вид *I-5*. Плоскостная перекрестная слойчатость. Характеризуется падением серийных плоскостей в разные стороны, и поэтому здесь нет сечений, параллельных либо перпендикулярных общему падению слойчатости или, что то же самое, единому направлению течения. Во всех сечениях слойчатость перекрестная, обычно круто падающая. От описанной выше клиновидной отличается несогласным расположением косых слойков и нижних слоевых швов. Рассматриваемый вид слойчатости, образованный от разнонаправленного движения гряд, встречается в целом ряде генетических осадочных комплексов. Перекрестной плоскостной слойчатостью очень часто обладают золотые накопления побережий рек и морей [Ульст, 1957] и, в особенности, ископаемые отложения пустынь [Твенгофел, 1936; Vagnold, 1941; Колов, 1952; Рухин, 1962а], где ими слагаются протяженные прямолинейные слойчатые серии мощностью до 10—15 м.

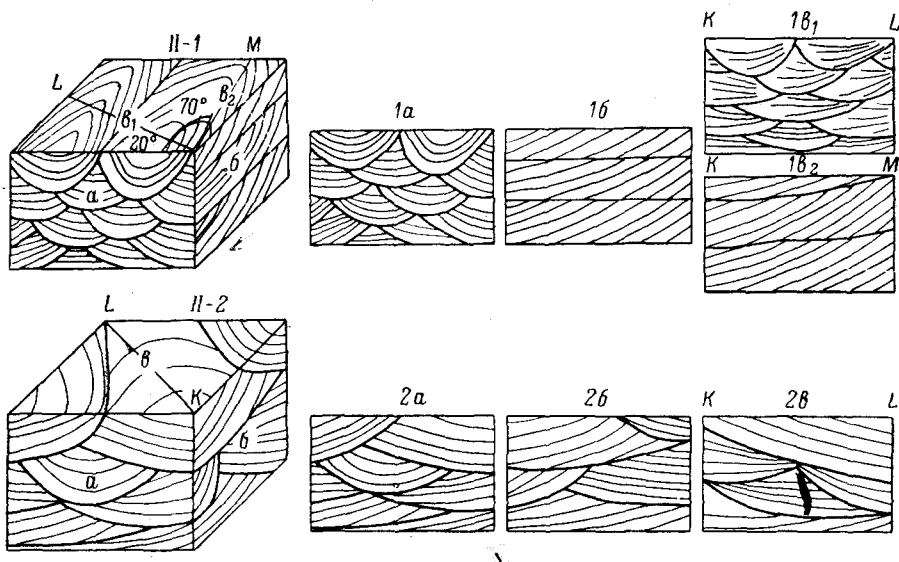
Перекрестная плоскостная слойчатость образуется также в прибрежных участках морских бассейнов в связи с разнонаправленным перемещением подводных валов. Может быть сформирована в подводной части дельты в результате плоскостного растекания струй речного потока [Ботвинкина, 1962].

Тип *II*. Троговая слойчатость. Троговая, или, как она была впервые названа, фестончатая слойчатость [Knight, 1929], представляет систему линзовидных косых серий, каждая из которых ограничена снизу вогнутой слоевой поверхностью (фиг. 10-IX). Троговая слойчатость образуется в результате вымывания продольных ложбин, или трогов, водоворотами в переднем фронте песчаных волн и последующего заполнения их осадком. Механизм образования троговой слойчатости рассмотрен в ряде работ [Allen, 1962; Stewart, 1961; Hemingway, Clarke, 1963], однако не является до конца выясненным.

В зависимости от ориентировки косых серий в пространстве, выделяется два вида троговой слойчатости (фиг. 10-IX).

Вид *II-1*. Троговая однонаправленная слойчатость. Линзовидные тела косых серий параллельны друг другу, отвечая общему устойчивому направлению течения осадкообразующего потока. В сечении, перпендикулярном течению (*1а*), наблюдается собственно троговая, или мульдообразная слойчатость, где симметрично вогнутые вверх слоевые швы согласно облекаются косыми слойками. В сечении, параллельном течению, наблюдаются прямые параллельные слоевые швы, ограничивающие слойки, падающие в одну сторону (*1б*).

Подобная разновидность слоичатости известна под названием косвенной, или параллельной, и ничем не отличается от соответствующей разновидности плоскостной однонаправленной слоичатости вида I-3. В косых сечениях, в зависимости от их ориентировки по отношению к главному направлению течения, наблюдаются разновидности, характеризующиеся различной кривизной слоевых швов и различным наклоном косых слоев внутри серий ( $1e_1$  и  $1e_2$ , фиг. 10-IX).



ФИГ. 10-IX. ВИДЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ТРОГОВОЙ СЛОИЧАТОСТИ.

Виды: II-1 — троговая однонаправленная; II-2 — троговая разнонаправленная или трогово-перекрестная. Справа от блок-диаграмм показаны разновидности соответствующих видов слоичатости, наблюдаемые в сечении, перпендикулярном течению (а), параллельном течению (б), и косых сечениях (в).

Масштабы троговой слоичатости весьма разнообразны — от крупных эрозионных врезов в более древних породах [Wulf, 1962] до мелких, измеряемых сантиметрами, косых серий, полученных от движения лингоидных и серповидных знаков ряби [Hamblin, 1961]. Фациальная обстановка формирования однонаправленной троговой слоичатости исключительно разнообразна. Наиболее широко она распространена в аллювиальных комплексах, особенно в стрежневой и пойменной фациях, а также в морских отложениях зон течений.

Вид II-2. Троговая разнонаправленная, или трогово-перекрестная, слоичатость образована косыми сериями, падающими в разные стороны. Нижние слоевые поверхности серий вогнутые, несимметричные, разнонаправленные, косые слои субпараллельны нижним слоевым швам (фиг. 10-IX и 11-IX). Вследствие отсутствия закономерной ориентировки в расположении серий облик слоичатости в различных вертикальных сечениях весьма сходен между собой (2а, 2б, 2в, фиг. 10-IX). Масштабы и физико-географическая обста-

нечеткими, изогнутыми границами косых серий и, как следствие этого, неправильной, линзовидной формой последних. Материал, слагающий серии, грубозернистый, разнородный, часты линзы и эрозионные карманы, выполненные гравийно-галечным материалом. Мощности косых серий измеряются дециметрами и метрами. Подобная слоистость наиболее характерна для стречневых фаций быстро текущих рек.

Разновидность *III-B* — опрокинутая, или древовидная, слоистость, напоминающая косой срез древесного ствола. Удлиненные U-образные серии как бы лежат на боку (фиг. 13-IX). Подобная слоистость описана в аллювиальных [Абрамов, 1961; Stewart, 1961] и эоловых [Kiersch, 1950] осадках и является, очевидно, результатом оползания песка сразу после отложения косой серии.

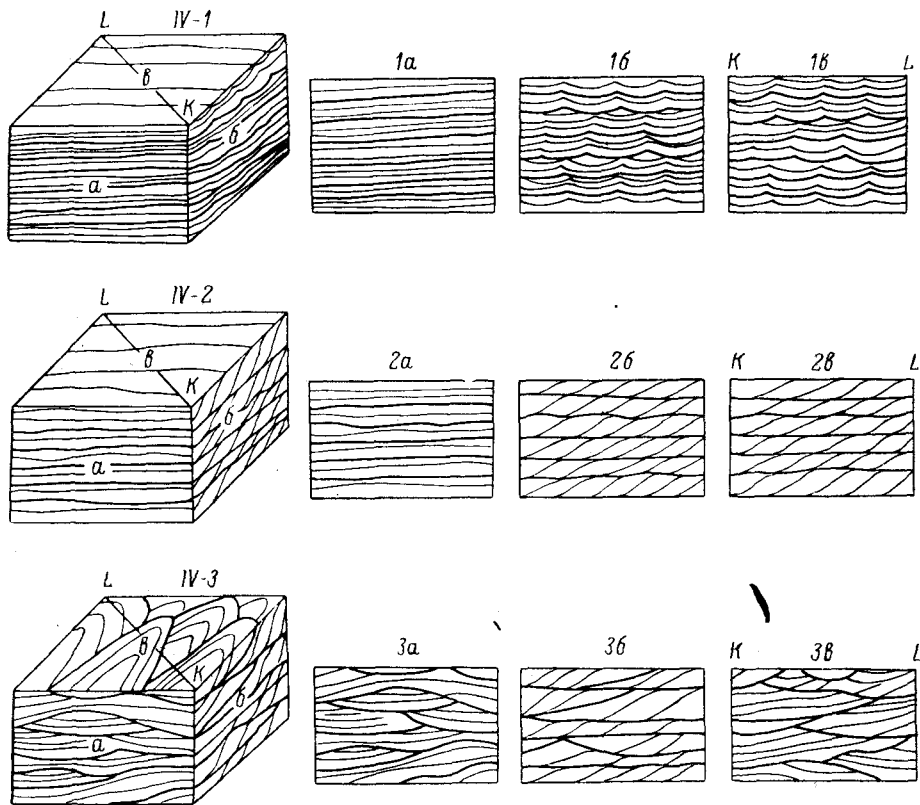
Разновидность *III-B* — двойная слоистость — представляет собой чередование полого наклоненных и крутых слоев, как бы мелких серий второго порядка, в пределах одной крупной серии. По мнению описавших эту слоистость В. А. Гроссгейма и Л. С. Смирнова [1966], образование ее связано с периодическими кратковременными колебаниями энергии осадкообразующего потока.

Разновидность *III-Г* — линзовидная слоистость, образованная косыми сериями, серийные швы которых имеют вогнутую или выпуклую вверх форму, а слои, как правило, параллельны нижнему серийному шву. По-видимому, в различных фациальных и динамических обстановках могут быть сформированы подобные разновидности слоистости. Ф. А. Щербаков и Ю. А. Павлидис [1964] показали, что линзовидная слоистость весьма характерна для пляжевых отложений, где она формируется под действием волн. Л. Н. Ботвинкина [1962] приводит многочисленные примеры линзовидной слоистости, образованной слабыми волнениями в пределах поймы и мелководных участков озер и морей.

Разновидность *III-Д* — вогнуто-выпуклая, субпараллельная слоистость представляет собой текстуры пассивного обложения форм рельефа, существовавших ранее до отложений той или иной серии слоев. Слоевые швы выражены слабо. Слои почти всегда параллельны нижнему слоевому шву. Серии могут быть протяженные, но маломощные, измеряемые первыми дециметрами. Могут быть встречены в субаквальных отложениях, но особенно характерны для участков развития закрепленных эоловых форм рельефа — кучевых песков и дюн в пустынях, а также на побережьях морей и рек.

Тип IV. Волнистая слоистость. Общим и характерным признаком всех видов слоистости, относимых к данному типу, является волнистая форма слоев, ограничивающих слоистые серии. Волнистая слоистость является результатом захоронения мелких форм рельефа — прямолинейных валиков и понижений, серповидных, лингоидных и других знаков ряби. Последние изучаются обычно на пластовых поверхностях, а не в вертикальных сечениях, где они проявляются в виде волнистой слоистости. Вследствие этого сама

волнистая слойчатость изучена далеко не достаточно. В литературе, за редкими исключениями [Hamblin, 1961], по существу отсутствуют объемные изображения волнистой слойчатости, поэтому дать исчерпывающую ее характеристику в настоящее время представляется



ФИГ. 14-IX. ВИДЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ВОЛНИСТОЙ СЛОЙЧАТОСТИ.

Виды: *IV-1* — волнисто-параллельная; *IV-2* — волнисто-плоскостная; *IV-3* — волнисто-треновая. Справа от блок-диаграмм показаны разновидности соответствующих видов слойчатости, наблюдаемые в сечении, перпендикулярном течению (*а*), параллельном течению (*б*), и косых сечениях (*в*).

весьма затруднительным. Рассуждая теоретически, следует ожидать проявления трех основных видов волнистой слойчатости (фиг. 14-IX).

Вид *IV-1* — волнистая параллельная слойчатость, связанная с захоронением неподвижных или слабо подвижных прямолинейных волновых знаков ряби. В сечении, перпендикулярном направлению волнения (*1а*) и совпадающем с простираем валиков, наблюдается слабоволнистая субпараллельная или даже горизонтальная слойчатость. В сечении, совпадающем с движением волн (*1б*), видна собственно волнистая слойчатость, где волнистые слои конформны нижним слоевым швам и могут срезаться верхними слоевыми швами.

В косом сечении (*1в*) наблюдается аналогичная картина при общем сглаживании волнистости и уменьшении крутизны наклона слоев.

Вид *IV-2* — волнисто-плоскостная слойчатость, получающаяся от перемещения параллельных прямолинейных валиков в одном направлении, представляет собой мелкомасштабный аналог более крупной плоскостной однонаправленной слойчатости. В отличие от последней, в волнисто-плоскостной слойчатости сохраняется плоскостная форма слоевых швов, которая лучше всего заметна в сечении, перпендикулярном простиранию валиков, совпадающем с направлением их перемещения. В этой плоскости (*2б*) будут наблюдаться субпараллельные серии однонаправленных косых слоев, ограниченные волнистыми слоевыми швами. В сечении, перпендикулярном течению (*2а*), будет фиксироваться горизонтальная или субгоризонтальная, слабоволнистая слойчатость.

Вид *IV-3* — волнисто-троговая слойчатость, вызванная перемещением лингоидных и серповидных знаков ряби, также принципиально не отличается от более крупномасштабной троговой слойчатости. Различия заключаются в том, что при образовании троговой слойчатости в разрезе сохраняются только следы отрицательных эрозионных форм рельефа. Положительные формы рельефа дна подвергаются размыву, и осадконакопление ограничивается заполнением осадочным материалом эрозионных желобов. Это создает характерную мульдообразную конфигурацию слойчатых серий.

В случае же развития знаков ряби, формирующихся при меньшей энергии потока, в разрез попадают не только отрицательные эрозионные формы микрорельефа, но и положительные аккумулятивные. Следствием этого является образование изгибающихся, волнистых слоев и разделяющих их также неправильных волнистых слоевых швов.

Облик волнисто-троговой слойчатости, наблюдаемой в том или ином сечении, также зависит от ориентировки их относительно общего направления осадкообразующего потока. В сечении, перпендикулярном течению (*3а*, фиг. 14-IX) слойчатость волнисто-мульдообразная, в сечении, параллельном — волнисто-субпараллельная (*3б*), где слои обладают преимущественным наклоном в одну сторону и разделены субпараллельными или полого сходящимися волнистыми слоевыми швами. В сечениях, ориентированных косо к направлению течения (*3в*), могут быть встречены любые переходные разновидности между двумя указанными основными.

Волнистая слойчатость отличается от собственно косой малыми масштабами серий, измеряемых долями и первыми сантиметрами, менее четкой формой проявления слоев и слоевых швов и поэтому неотчетливыми границами серий. Фациальная обстановка образования каждого из видов волнистой слойчатости довольно разнообразна. Поскольку конфигурация волнистой слойчатости определяется формой знаков ряби и особенностями их перемещения, реконструкцию условий отложения осадков лучше производить, исходя не из

наблюдений над слоичатостью, а из анализа тех микроформ, которые ее продуцируют. По-видимому, непосредственный анализ знаков ряби может дать значительно больший эффект при фациально-палеогеографических исследованиях, чем изучение производной от них волнистой слоичатости.

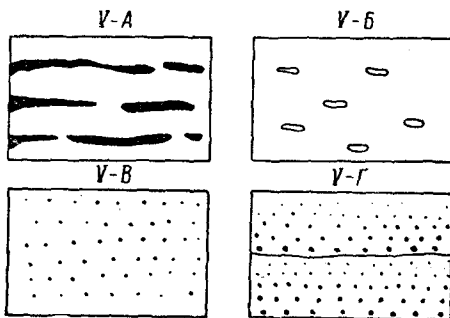
Тип V. Неслойчатые текстуры. Кроме слоичатых текстур, очевидно, следует выделить отдельную категорию массивных и переходных к ним текстурных разновидностей осадков и осадочных пород, в которых последовательное накопление слагающих их компонентов не получило вовсе или получило слабое текстурное отображение. Основные разновидности подобных текстур показаны на фиг. 15-IX.

Разновидность V-A — прерывистая неправильная слоичатость, которая может быть связана с прерывистым расположением в горизонтальной плоскости растительного детрита, органических остатков, обломочных включений, а также кремнистых, сидеритовых или иных стяжений.

Разновидность V-B — слоеватость, или, по выражению Н. Б. Вассоевича, предложившего этот термин, «слоистость без слоев». Порода, обладающая слоеватостью, содержит ориентированные в каком-то одном направлении компоненты — минералы, цемент, органические остатки, создающие впечатление анизотропности породы.

Разновидность V-B — массивная текстура, однородная во всех направлениях. Разделение осадка на слои не происходит тогда, когда он исключительно однороден по компонентному составу и когда накопление этих компонентов не сопровождалось даже кратковременными перерывами. Очевидно, массивные породы, совершенно лишенные слоичатости, довольно редки. Опыты Хемблина [Hamblin, 1962] показали, что применение рентгеновских лучей обнаруживает скрытую слоичатость почти во всех макроскопически массивных породах.

В осадках, не подвергшихся fossilization, слоичатость проявляется хуже, чем в осадочных породах. Как известно, наблюдениями над современными золовыми песками пустынь редко удается установить свойственную им слоичатую текстуру. Золовые пески, на первый взгляд, кажутся массивными [Wagnold, 1944; Сидоренко, 1950б], однако уже пропитывание барханных песков водой, которое производил Бэгнольд, позволяет находить скрытую в них слоичатость, которая впоследствии усиливается в ходе эпигенеза и отчетливо



ФИГ. 15-IX. РАЗНОВИДНОСТИ НЕСЛОИЧАТЫХ ТЕКСТУР.

V-A — прерывистая неправильная слоичатость; V-B — слоеватость; V-B — массивная текстура; V-G — градиционно-слоистая текстура.

проявляется во всех ископаемых осадочных породах эолового происхождения.

Разновидность *V-Г* — градационная или сортированная слоистость, как ее иногда называют, проявляется в зернистых породах благодаря последовательному уменьшению (реже увеличению) величины зерен от подошвы к кровле слоя. Порода, по-видимому, не разделяется на отдельные слойки, хотя в последнее время вопрос об отсутствии слоистости в осадках с градационной сортировкой не решается столь однозначно, как раньше [Linghwa, 1964]. Градационная слоистость представляет собой чрезвычайно распространенное геологическое явление, свойственное отложениям турбидных (мутьевых) потоков, вулканогенным породам, эоловым пескам и другим отложениям, связанным с эпизодически проявляющимися осадкообразующими факторами.

*Генетическая интерпретация слоистости.* Уже простое перечисление основных морфологических видов и разновидности слоистости и физико-географических обстановок, в которых они образуются, убеждает нас в том, что слоистость песчаных пород является признаком полифаціальным. В одном генетическом комплексе могут быть встречены различные морфологические виды слоистости и, наоборот, один и тот же вид слоистости может быть отличен в осадках различной фаціальной принадлежности.

Существует, по-видимому, лишь несколько видов слоистых текстур, по которым однозначно может быть установлена географическая среда накопления образующих их осадков. К таким видам принадлежат: 1) крупная плоскостная перекрестная слоистость (вид *I-5*), сформированная косыми сериями мощностью до 10—15 м, свойственная только осадкам, образованным в областях развития подвижных аккумулятивных форм эолового происхождения — пустыням и полупустыням; 2) плоскостная параллельная слоистость (вид *I-3*), образованная сериями до 10 м мощности, свидетельствующая о прибрежной обстановке развития крупных форм подводного рельефа — береговых баров и кос; 3) неправильно линзовидная, беспорядочно изогнутая слоистость с эрозионными карманами и желобами (разновидность *III-A*), образованная грубыми песками с линзами гравелитов, свойственная, по-видимому, только русловой фации быстротекущих рек.

Во всех других случаях морфология слоистости, наблюдаемая в каком-либо взятом пласте, не дает однозначного ответа на вопрос о географической среде отложения осадка. В этой связи, как представляется, широко применяемый термин «фаціальный, или генетический, тип слоистости» является неправильным. Генетических или фаціальных типов слоистости нет, как нет фаціальных гранулометрических, морфологических или минералогических типов, а есть фации или генетические типы осадков, характеризующиеся определенными конкретными сочетаниями литологических признаков. Всякий же признак, взятый в отдельности, обладает,

за некоторыми исключениями, сходными чертами в осадках различного происхождения.

Сказанное не означает что анализ слоичатости непригоден для целей фашиально-палеогеографического анализа. Морфология слоичатости, свойственная каждому отдельно взятому слою осадков, является важным методом реконструкции динамики водной или воздушной массы, установления ее направления, скорости ее движения и т. д. Генетическое значение слоичатости еще более возрастает, если обратиться не к отдельному слою или пласту породы, обладающему каким-либо одним морфологическим типом слоичатости, а к анализу сочетаний слоев, а следовательно, к анализу свойственных для них сочетаний текстур. Не стремясь в данном кратком очерке дать исчерпывающую характеристику текстур, свойственную всем фашиальным комплексам осадков, которые освещаются в специальных руководствах по фашиальному анализу [Наливкин, 1956; Попов и др., 1963], и слоистости осадочных пород [Ботвинкина, 1962], ограничимся лишь некоторыми примерами.

Наиболее изученным и характерным, с точки зрения свойственных для него текстур, является аллювиальный комплекс, образованный закономерным сочетанием определенных генетических разновидностей осадков. Генетические разновидности аллювиальных отложений в вертикальном разрезе определенным образом сменяют друг друга, формируя аллювиальный ритм. Внизу залегают отложения стрежневой зоны, выше — русловой отмели, а затем — пойменные и озерно-болотные осадки.

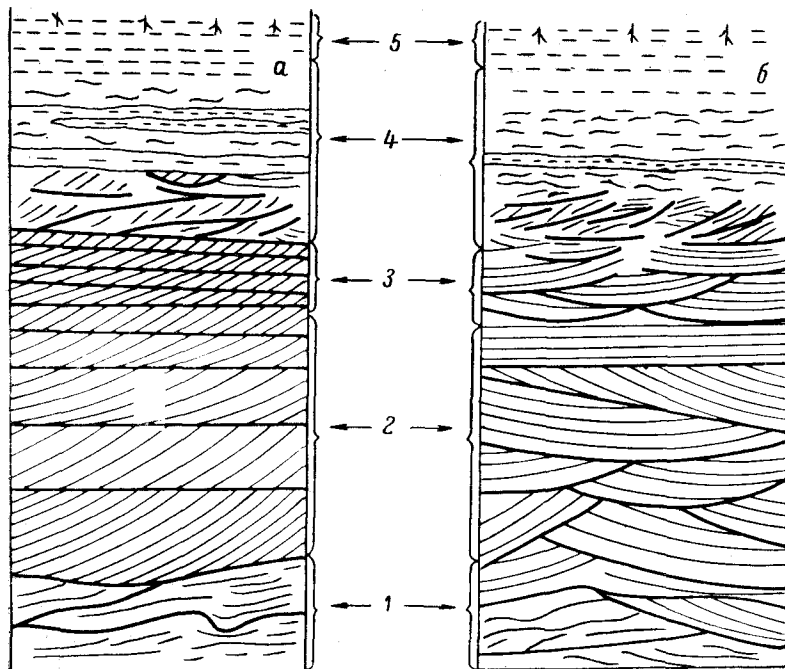
В соответствии с вертикальной сменой фаший в аллювиальном ритме наблюдается определенная смена морфологических видов слоичатости от подошвы к кровле ритма, являющаяся характерным признаком отложений, не свойственным осадкам иного генезиса. Типы слоичатости аллювиального ритма рассматривались рядом исследователей и в настоящее время довольно хорошо изучены [Шанцер, 1951; Абрамов, 1951; Ботвинкина, 1962; Лебедева и Сахарова, 1965; Harms, McKenzie, McCubian, 1963].

В основании полного аллювиального ритма наблюдается неправильно линзовидная, беспорядочно изогнутая слоичатость (разновидность III-A), свойственная стрежневой зоне. Здесь же может встречаться опрокинутая древовидная слоичатость (разновидность III-B). Выше располагаются крупные серии троговой слоичатости (вида II-1 и II-2), переходящие далее в плоскостную параллельную однонаправленную или разнонаправленную слоичатость (вида I-3 или I-4), отвечающую грядовому движению потока в условиях его малой турбулентности. Переход к отложениям прирусловой отмели и поймы отмечается появлением мелких серий мультислойчатости, а выше волнистой и горизонтальной.

Схема слоичатости подобного полного аллювиального ритма приведена на фиг. 16-IX. Несколько иная схема, по-видимому, в неполном аллювиальном комплексе, характеризующемся резким

преобладанием троговой слоичатости, наблюдалась Хормсом и др. (фиг. 17-IX).

Л. Н. Ботвинкиной [1962] приводится сочетание типов слоичатости, свойственное дельтовому комплексу отложений (фиг. 18-IX). Последний согласно классической схеме Барелла [Barrel, 1906] состоит из трех частей, включающих: 1) нижние, или донные, слои, 2) передовые, или средние слои, отлагающиеся на морском дне

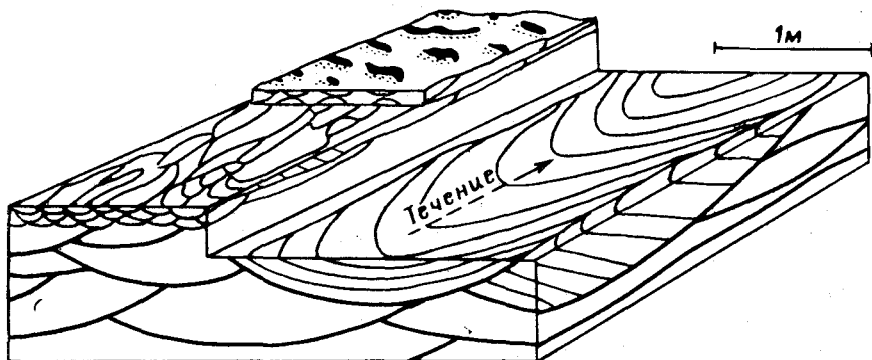


ФИГ. 16-IX. СХЕМА СЛОИЧАТОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ АЛЛЮВИАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА В СЕЧЕНИИ: а) ПАРАЛЛЕЛЬНОМ; б) ПЕРПЕНДИКУЛЯРНОМ ТЕЧЕНИЮ.

1 — стрекневые фации; 2 — русловые; 3 — прирусловой отмели; 4 — поймы; 5 — почвы.

за счет речных выносов, 3) верхние, или головные, представляющие наземную часть дельты.

Нижним слоям, сложенным тонкозернистым осадком, свойственна горизонтальная слоичатость. Выше, при переходе к средним слоям, одновременно с погрубением материала получает развитие плоскостная клиновидная слоичатость и крупная плоскостная перекрестная с разнонаправленным падением слоев, образованных растекающимся речным потоком. Встречаются серии плоскостной параллельной слоичатости с S-образной формой слоев, а также волнистая слоичатость. В верхних слоях, отложенных в надводной части дельты на последних этапах ее формирования, господствует волнистая слоичатость.

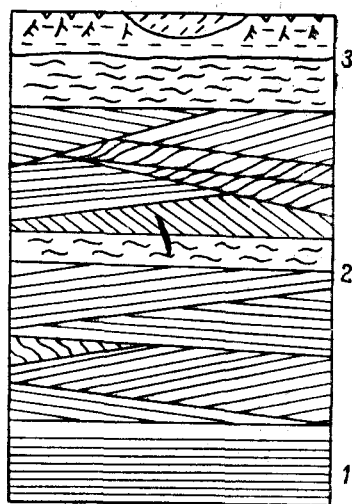


ФИГ. 17-IX. БЛОК-ДИАГРАММА, ИЛЛЮСТРИРУЮЩАЯ ИЗМЕНЕНИЕ МАСШТАБОВ ТРОГОВОЙ СЛОЙЧАТОСТИ ПО ВЕРТИКАЛИ В ЧАСТИ АЛЛЮВИАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА [HARMS, MCKENZIE, McCUBIAN, 1963].

Поскольку для тех или иных генетических типов отложений свойственны определенные устойчивые сочетания морфологических типов слойчатости, фациальный анализ, основанный на изучении текстур осадочных пород, заключается не столько в изучении отдельных разновидностей слойчатых текстур, сколько в установлении их сочетаний.

Выводы о физико-географической обстановке формирования какой-либо толщи, основанные на анализе слойчатости, могут быть тем надежнее, чем полнее в ней развиты члены того генетического комплекса, к которому эта толща принадлежит.

В большинстве случаев в конкретно наблюдаемых разрезах, в силу тех или иных причин, не все характерные члены генетических осадочных комплексов получают одинаково полное развитие. Естественно, что, наблюдая их отдельные части и анализируя свойственные им текстуры, не всегда удается однозначно решить вопрос об их генетической принадлежности. Для этого необходимо исследовать все другие литологические и геологические особенности исследуемых отложений. Только после решения вопроса о принадлежности исследуемых отложений к определенному генетическому комплексу, можно приступить к детализации физико-географических



ФИГ. 18-IX. ОБЛИК СЛОЙЧАТОСТИ В ОДНОМ ИЗ СЕЧЕНИЙ ДЕЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА [ПО Л. Н. ВОТВИНКИНОЙ, 1962].

1 — нижние или донные слои; 2 — передовые или средние — грубые осадки речных выносов; 3 — верхние слои или наземная часть дельты.

и динамических обстановок формирования отдельных его частей, основываясь на изучении их текстурных особенностей.

Для того, чтобы пояснить, насколько решение вопроса о генетической принадлежности комплекса пород важно для понимания генезиса наблюдающихся в них слоистых текстур, напомним две противоположные точки зрения, высказанные на природу флишевых формаций. Большинство исследователей, как известно, считает флиш морскими отложениями, а свойственные им слоистые текстуры — результатом действия морских течений. По мнению же некоторых исследователей, флиш и целый ряд флишеидных граувакковых и сланцево-граувакковых толщ [Бубличенко, Кожемяко, 1963] имеют континентальное, аллювиальное происхождение. Соответственно слоистые текстуры этих отложений должны трактоваться как текстуры течений на пойме, в мелководных континентальных водоемах и так далее.

Оценивая генезис флиша, необходимо учитывать, наряду с другими факторами, что флишевые отложения совершенно лишены русловых осадков и всего набора характерных для них косослоистых текстур и поэтому не являются аллювиальными накоплениями. Соответственно и часто наблюдаемая во флише мелкая плоскостная параллельная, троговая и волнистая слоистость должна рассматриваться не как слоистость пойменных осадков, а связываться с морскими донными течениями и соответствующим образом интерпретироваться для понимания их динамики, направления движения и т. д. Таким образом, в основе анализа слоистых текстур для генетических целей должен лежать индуктивно-дедуктивный метод — от частного к общему и далее — к частному. От анализа морфологических типов слоистости, учитывая все другие признаки пород, необходимо следовать к установлению генетической природы исследуемого комплекса отложений и далее — к расшифровке генетических особенностей всех элементов, слагающих этот комплекс. Анализ текстур особенно важен на втором этапе, при детализации физико-географической обстановки образования элементов осадочной толщи.

В настоящее время разрабатываются методы реконструкции динамики среды отложения и установления параметров осадкообразующего потока по морфологии слоистых текстур [Одесский, 1964; Ржаницын, 1960]. Поскольку реконструкция характеристик потока связана также с анализом гранулометрического состава осадков, эти вопросы были рассмотрены ранее, в главе IV, посвященной методам гранулометрического анализа.

### § 3. Определение направлений палеотечений и некоторые другие задачи анализа слоистых текстур

Определение направления приноса осадков по измерениям наклона косых слоев является одним из наиболее простых и наиболее эффективных методов палеогеографических исследований, позволя-

ющих реконструировать направление течения древних рек, морских течений и направление ветров. После первых успешных опытов по реконструкции древних течений, произведенных в 1929 г. в нашей стране А. В. Хабаковым [19486], в Западной Европе Бринкманом [Brinkmann, 1939] и в Америке Шоттоном [Shotton, 1937] и Райхом [Reiche, 1938], этот метод получил широкое распространение как один из главных методов палеогеографических исследований. О масштабах применения указанного метода говорит огромная цифра содержащихся в литературе измерений наклона слойков, превышающая 150 000 [Potter, Pettijohn, 1963].

Методика измерений, обработка и интерпретация результатов производится различными способами, в зависимости от общей геологической обстановки и задач исследования. В литературе достаточно определено выявилось два направления в изучении ориентировки слойчатых текстур. Одно из них развивается по пути детализации условий накопления осадочных комплексов, установления локальных направлений течения и связи их с фашиальными типами осадков. Второе направление стремится к установлению общих путей разноса осадков и выяснению региональных направлений падения палеосклонов.

*Определение локальных направлений течения при фашиально-палеогеографических исследованиях.* Для исследования локальных направлений течения, подчиненного общей палеогеографической задаче, в каждом обнажении с помощью горного комплекса производятся измерения азимутов и углов наклона плоскостей косых слойков. Для этого в каждой серии на поверхности чем-либо выделяющегося слойка расчищается небольшая площадка, в которой и прикладывается компас. Измерения производят по одному в каждой серии и, по возможности, в пределах одного пласта или в группе соседних пластов, наблюдаемых в одном обнажении. Количество замеров углов наклона косых слойков в одном пункте зависит от степени разброса единичных значений замеров и от той вероятности и величины доверительного интервала, которыми при этом задаются. Поэтому в каждом конкретном случае вопрос о необходимом числе замеров решается по-разному. Для общей визуальной оценки направления течения, как показывают опыты, необходимо не менее 30—40 единичных замеров.

Количество точек наблюдения на исследуемой площади зависит от задачи исследования, но обычно должно быть таково, чтобы «добиваться возможно более равномерного распределения пунктов наблюдений в плане и наибольшей приуроченности их к определенному горизонту в разрезе данной свиты; идеальной является возможность наблюдений над одним данным пластом, хорошо обнаженным на обширной ненарушенной площади» [Хабаков, 19486].

Очень важно для последующей палеогеографической интерпретации замеров производить их привязку к определенным морфологическим типам слойчатости. Важность этого условия была показана С. Г. Неручевым [1953], который, изучая нижнюю молассу

акчагыльского бассейна, установил различное падение косых серий в осадках разного генезиса.

Следует отметить, что вопрос о необходимом числе точек наблюдений при фациально-палеогеографических исследованиях трудно, и вряд ли целесообразно решать статистически, поскольку он является прежде всего вопросом геологическим, зависящим от разнообразия генетических комплексов, развитых на исследуемой площади, степени их изменчивости и особенностей пространственного размещения.

Поскольку пласты осадочных пород чаще залегают не горизонтально, а дислоцированы, в произведенные замеры наклона косых слоев необходимо вводить поправки на наклон пласта. Для введения поправок непосредственно в поле рядом исследователей предложены специальные приборы. К ним относятся компас угломер-гониометр А. И. Гусева, прибор А. Р. Бурачека [1933], прибор М. К. Калинин [1955] для замеров углов наклона слоев в керне. Существуют также аналитические способы расчета истинных углов наклона косых серий.

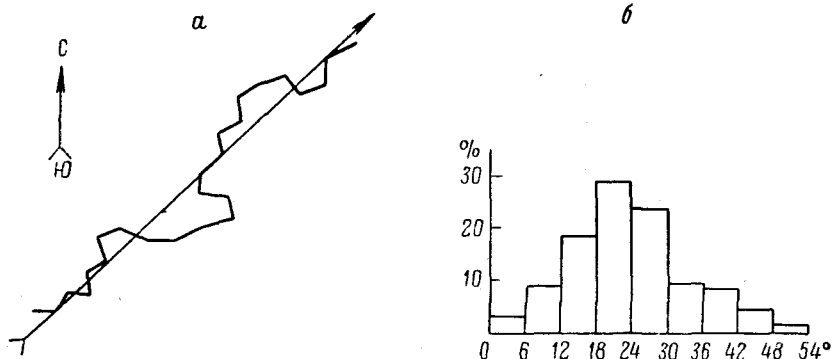
Наиболее часто в практике литологических исследований применяется метод пересчета с использованием сетки Вульфа, предложенной Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом [19516]. Техника пересчета наклона косых серий, галек и органических остатков с помощью сетки Вульфа подробно описана как в указанной статье Н. Б. Вассоевича и В. А. Гроссгейма, так и во многих руководствах [Рухин, 1961; «Методы изучения осадочных пород», 1957], и поэтому здесь не рассматривается.

Результаты измерений углов наклона слоев, произведенных в горизонтальных пластах или пересчитанных на сетке Вульфа, если измерения производились в пластах наклонных, подвергаются дальнейшей обработке, которая может быть двух видов. Первый вид обработки первичных данных служит для наглядного изображения цифрового материала и визуальной оценки господствующего направления падения косой слойчатости. При этом используются наиболее простые, графические способы изображения в виде векторных диаграмм, гистограмм, диаграмм-роз и круговых диаграмм. Второй способ обработки заключается в вычислении основных параметров, характеризующих распределение исходных данных, и может сопровождаться статистической оценкой значимости полученных результатов наблюдений.

Одним из простых приемов обработки является построение векторной диаграммы (фиг. 19-IX, а) путем последовательного вычерчивания в принятом масштабе ряда отрезков, каждый из которых соответствует азимуту угла падения каждого слоя. В итоге получается результирующая ломаная линия, общее направление которой показывает господствующее падение косых слоев, а следовательно, и преобладающее направление среды отложения.

Для построения гистограммы всю совокупность измеренных углов предварительно разбивают на группы через определенное, равное для каждой группы количество градусов и подсчитывают

число замеров, попадающих в каждую группу. При этом желательно, чтобы число групп или классов было не менее 6 и не более 12. В соответствии с этим, ширина каждого класса определяется степенью разброса значений измеренных азимутов, и тем больше по величине, чем больше разброс. На фиг. 19-IX, б, взятой из работы Петтиджона [Pettijohn, 1957], приведена гистограмма, построенная по значениям измерений углов наклона слойчатости, укладываемых в интервал от 0 до 54° и разбитых на 9 классов. При построении гистограммы по оси абсцисс откладываются конечные значения классов, по оси ординат — количество замеров, приходящихся на каждый класс, обычно выраженное в процентах. Для построения диаграммы-розы



ФИГ. 19-IX. АЗИМУТЫ НАКЛОНОВ КОСЫХ СЛОЙКОВ, ПОКАЗАННЫЕ В ВИДЕ ВЕКТОРНОЙ ДИАГРАММЫ (а) И ГИСТОГРАММЫ (б).

На векторной диаграмме стрелкой показано общее направление приноса.

площадь круга разбивают на равные секторы. Число секторов может быть равно 6, 8 или 12, а ширина сектора — 60, 45 или 30°. Выбор ширины сектора зависит от числа имеющихся замеров и от величины их разброса. При малом разбросе значений азимутов углов и большом числе замеров, измеряемом многими десятками, величина интервала (сектора) может быть уменьшена до 22,5 или даже до 15°.

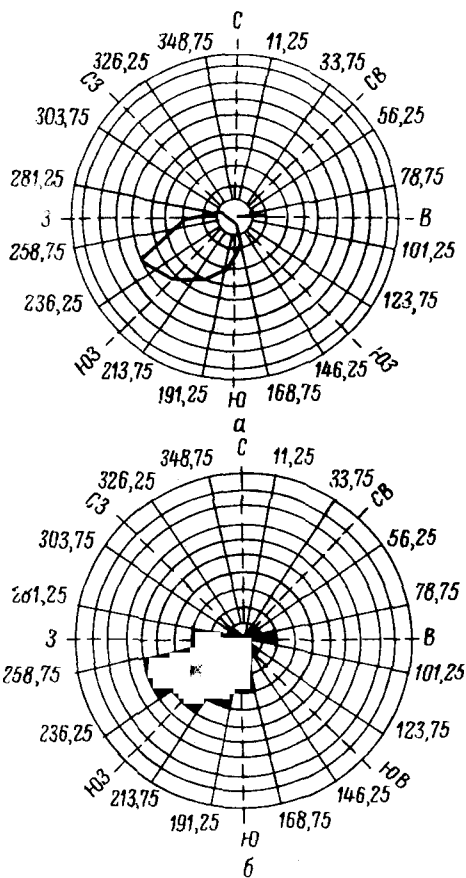
После разбивки круга на секторы подсчитывается число азимутов углов наклона слойков, приходящихся на каждый сектор и вычерчиваются диаграммы-розы. Последние вычерчиваются двумя способами. В нашей литературе принято строить диаграммы-розы в виде векторов, которые проводятся через середины секторов. Длина вектора пропорциональна числу точек, приходящихся на данный сектор. Впоследствии концы векторов соединяют и получают фигуру, направленную острием в сторону преобладающего наклона косої слойчатости (фиг. 20-IX, а). В американской литературе изображают диаграммы-розы, на которых площадь круга также разбивается на секторы, а затем каждый сектор закрашивают в пределах, ограниченных двумя радиусами и дугой окружности, отвечающей числу точек, попадающих в данный сектор (фиг. 20-IX, б).

Диаграммы-розы более наглядны и удобны для последующего изображения на палеогеографических картах, чем векторные диаграммы или гистограммы. Однако на них, так же как на векторных диаграммах и гистограммах, не получают отражения углы наклона

косых слоев. Вместе с тем, учет последних важен не только для характеристики среды отложения, но и для определения ее преобладающего направления перемещения. Очевидно, что при установлении направления приноса предпочтение нужно отдавать большим углам наклона слоев, азимуты которых наиболее близки к направлению движения среды отложения. Азимуты и углы наклона слоев изображают на круговых или полярных диаграммах (фиг. 21-IX), где сетка радиусов определяет географическое направление ориентировки в плане, а окружности — положение в вертикальной плоскости. Центр диаграммы отвечает горизонтальному положению слоя, а окружности с увеличивающимися диаметрами — все более крутому их наклону. Внешний круг диаграммы обычно отвечает максимально возможному углу наклона слойчатости, равному  $40-45^\circ$ .

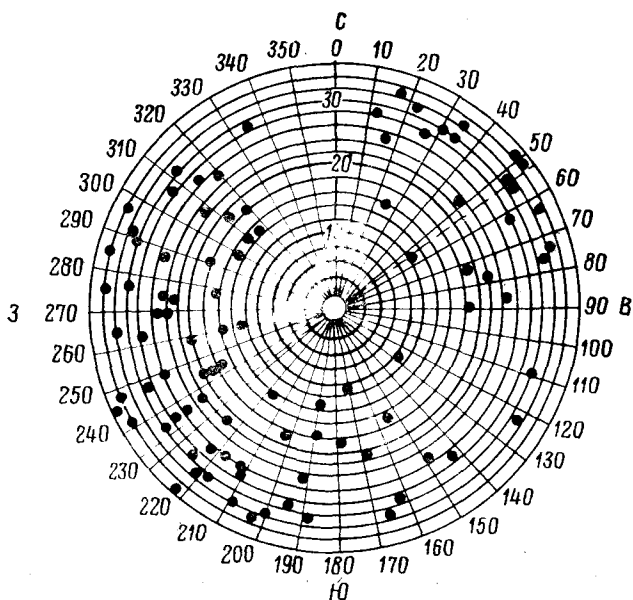
В плотнотвердевших породах часто виден только рисунок слойчатости, но не видно направление падения плоскостей косых

слоев. Как указывает Л. Б. Рухин [1961], в этом случае слойчатость следует измерять в разнообразно ориентированных вертикальных стенках. При этом: 1) измеряют азимут простирания стенки, 2) измеряют углы наклона слоев, наблюдаемых в стенке относительно пластовой поверхности, 3) отмечают, в какую — правую или левую сторону от наблюдателя падает измеряемая серия слоев.



ФИГ. 20-IX. ДИАГРАММЫ-РОЗЫ, ПОСТРОЕННЫЕ ПО СПОСОБУ СРЕДНИХ ВЕКТОРОВ (а) И СЕКТОРОВ, ОГРАНИЧЕННЫХ ДУГАМИ (б) [ПО Л. Н. БОТВИНКИНОЙ, 1962].

Впоследствии строят круговую диаграмму, на которой проводят линии, соответствующие азимутам стенок измерения. На линии наносят точки в соответствии с их углами наклона и положением вправо или влево от наблюдателя (фиг. 22-IX). При интерпретации наблюдений предпочтение отдают наибольшим углам наклона, предполагая, что азимуты стенок обнажений, в которых замеры наибольшие углы падения, наиболее близки к преобладающему направлению течения.



ФИГ. 21-IX. КРУГОВАЯ ДИАГРАММА ПАДЕНИЯ СЛОЙЧАТОСТИ В СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ. НАПРАВЛЕНИЕ ТЕЧЕНИЯ — С СЕВЕРО-ВОСТОКА НА ЮГО-ЗАПАД [ПО Л. В. РУХИНУ, 1981].

В ряде случаев косую слойчатость удается наблюдать только на пластовых поверхностях и тогда о направлении ее падения можно судить по изгибам косых слойков, образующихся от пересечения плоскости слойка и горизонтальной пластовой поверхности. Как следует из геометрии косой серии, вогнутость слойков в указанном сечении направлена вниз по течению. Эти направления могут быть закартированы (фиг. 23-IX), измерены, а результаты обработаны по обычной методике.

Результаты обработки замеров слойчатости наносят на палеогеографические карты или иные схемы в виде стрелок, показывающих преобладающую ориентировку косых слойков. Для разных фациальных типов осадков при этом лучше применять различные условные обозначения.

Аналитических способов обработки результатов измерений наклона косых слоев существует несколько. Простейшим из них является вычисление среднего арифметического азимута падения слойчатости  $\bar{X}$  и стандартного отклонения  $\sigma$ :

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}; \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}},$$

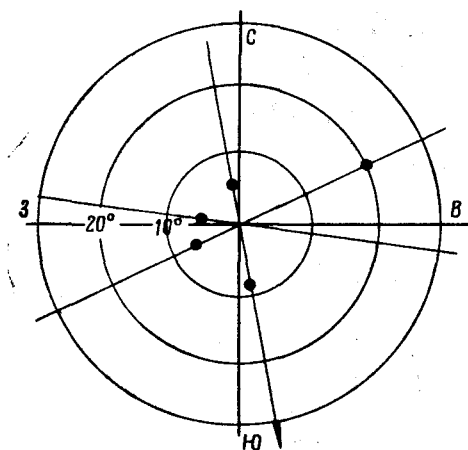
где  $X_i$  — индивидуальные значения азимутов;  $n$  — число измерений. Впоследствии вычисляется доверительный интервал среднего азимута падения слойчатости, отвечающий 95 и 99% вероятности и равный для нормального распределения соответственно  $\bar{X} \pm \pm 2\sigma$  и  $\bar{X} \pm \pm 3\sigma$ .

Результаты расчетов могут изображаться в виде диаграммы «лука со стрелой» (фиг. 24-IX), где направление стрелки показывает средний азимут углов падения  $\bar{X}_i$ , а длина дуги — величину доверительного интервала при заданной вероятности.

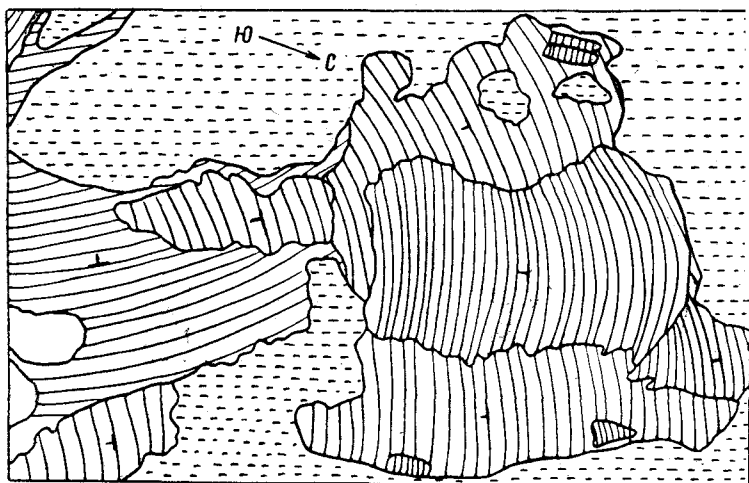
В американской литературе иногда используют метод Таннера [Tanner, 1955], при котором азимутальный круг разбивается на восемь секторов-октантов (фиг. 25-IX). Все замеры, сделанные в одном пункте наблюдения или в разных пунктах, принадлежащих одному комплексу или горизонту, разносятся по азимутальному кругу. Затем подсчитывается количество точек, попадающих в каждый октант, и вычисляется среднеарифметическое число точек по октантам  $\bar{X}$  и стандартное отклонение  $\sigma$ .

Октанты, количество замеров в которых превышает сумму среднеарифметического и стандартного отклонения ( $\bar{X} + \sigma$ ), считаются наиболее достоверными указателями направления течений. Они закрашиваются в темный цвет. Октанты, количество замеров в которых меньше разности между среднеарифметическим и стандартным отклонением, считаются несущественными и оставляются светлыми. Остальные, промежуточного типа, заштриховываются.

Диаграммы Таннера, близкие на первый взгляд к диаграммам-розам, отличаются от последних, поскольку носят не только иллюстративный характер, но также отображают оценку значимости



ФИГ. 22-IX. КРУГОВАЯ ДИАГРАММА, ПОСТРОЕННАЯ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ КОСЫХ СЛОЙКОВ В СТЕНКАХ ОБНАЖЕННЫХ. ПРИНОС ПРИБЛИЖЕННО С ЗАПАДА НА ВОСТОК [ПО Л. В. РУХИНУ, 1961].



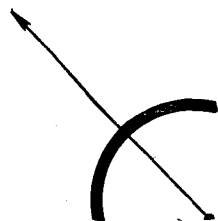
ФИГ. 23-IX. СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА КОСОЙ СЛОЙЧАТОСТИ В ПЕСЧАНИКАХ ФОРМАЦИИ ЛЯ. ТЕЧЕНИЕ СПРАВА НАЛЕВО [POTTER, PETTIJOHN, 1963].

1 — слоистые песчаники; 2 — неслоистые песчаники и закрытые участки.

произведенных замеров. Результаты измерений наклона косых слоёв, произведенные в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях и обработанные по методу Таннера, показаны на фиг. 25-IX.

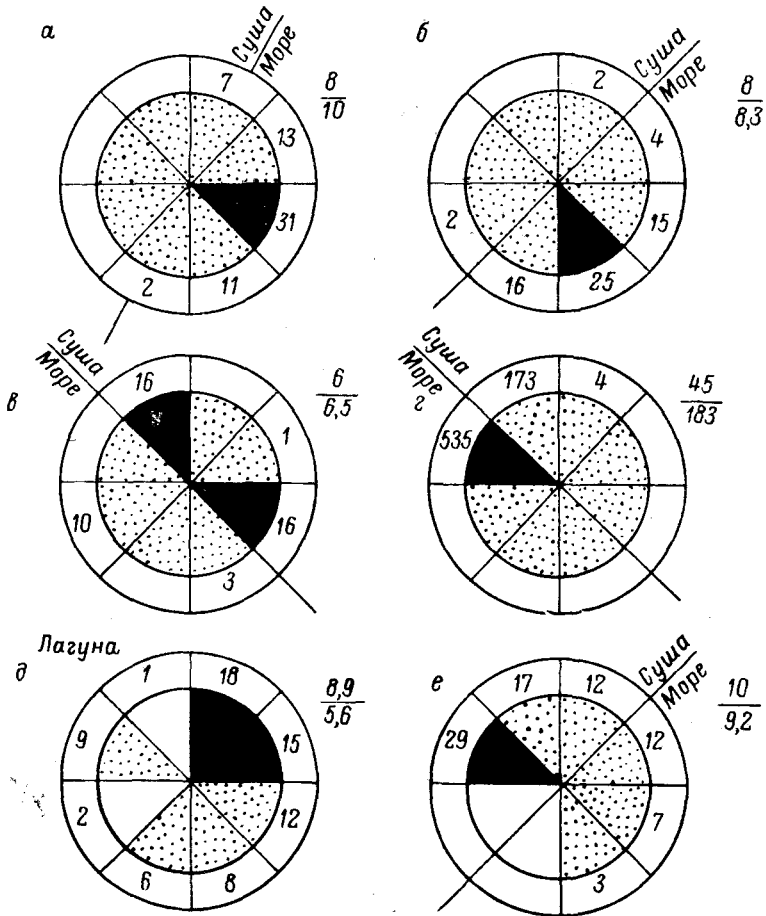
Еще один способ статистической оценки значимости результатов измерений падения криволычатости заключается в применении известных в математической статистике критериев согласия. Один из них  $\chi^2$ -критерий был, например, применен Такеем [Potter, Pettijohn, 1963], который полученные азимуты углов наклона слоёв группировал в классы и сравнивал эти эмпирические распределения с однообразным распределением, где количество азимутов было одинаково в каждом классе. Если критерий  $\chi^2$  показывал, что наблюдаемое распределение не отличается значительно от однообразного распределения, направление преобладающего наклона не признавалось значимым.

*Определения регионального направления течения и падения палеосклона.* Если в задаче исследования не входит детализация фациальных обстановок отдельных участков изучаемой территории, а требуется определить общее



ФИГ. 24-IX. ДИАГРАММА ТИПА «ЛУКА СО СТРЕЛОЙ», ИЛЛЮСТРИРУЮЩАЯ НАПРАВЛЕНИЕ ПАДЕНИЯ И ВЕЛИЧИНУ ДОВЕРИТЕЛЬНОГО ИНТЕРВАЛА, ИЗМЕРЕННОГО СТАНДАРТНЫМ ОТКЛОНЕНИЕМ.

направление течений, формировавших тот или иной осадочный комплекс, методика работы, начиная со сбора первичных данных и кончая их статистической обработкой, отличается от той, которая



ФИГ. 25-IX. ДИАГРАММЫ АЗИМУТОВ ПАДЕНИЯ КОСЫЙ СЛОЙЧАТОСТИ [TANNER, 1955]: а — РЕЧНОЙ ПОТОК НА ПРИМОРСКОЙ РАВНИНЕ; б — РЕЧНОЙ ПОТОК; в — БЕРЕГОВЫЕ БАРЫ; г — БЕРЕГОВАЯ ЗОНА; д — ЛАГУНА; е — БЕРЕГОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ.

В числителе дроби справа от диаграмм показано среднее арифметическое, в знаменателе — стандартное отклонение для данной совокупности.

была рассмотрена выше. При работах, направленных на установление регионального течения, вся территория разбивается на квадраты. В каждом квадрате производится сравнительно небольшое и примерно одинаковое число замеров. Так, Поттер и Ол-

сон [Potter, Olson, 1954], изучая мэнсфилдские песчаники штата Индиана, разбив всю площадь на 30 квадратов, производили измерения от 1 до 4 косых серий в обнажении, изучали 1—2 обнажения в разрезе и от 1 до 5 разрезов в каждом квадрате. В результате было произведено около 550 замеров, равномерно распределенных по площади.

В дальнейшем устанавливают среднее направление течения для всей толщи или различных ее уровней, определяют степень разброса индивидуальных значений относительно главного направления, производят оценку надежности получаемых результатов и т. д. В соответствии с задачами исследований различные авторы предлагали несколько различные методы сбора первичных данных и их статистической обработки [Reiche, 1938; Potter, Olson, 1954; Raup, Miesch, 1957]. Поттер и Петтиджон [Potter, Pettijohn, 1963] предлагают отыскивать результирующий вектор путем группировки индивидуальных значений в классы и последующего вычисления:

$$V = \sum_{i=1}^n n_i \cos x_i;$$

$$W = \sum_{i=1}^n n_i \sin x_i;$$

$$\bar{x} = \arctg \frac{W}{V};$$

$$R = (V^2 + W^2)^{1/2};$$

$$L = \left( \frac{R}{n} \right) \cdot 100,$$

где  $x_i$  — среднее значение азимутов  $i$ -го интервала;  $x$  — азимут результирующего вектора;  $n_i$  — число наблюдений в каждом интервале;  $n$  — общее число наблюдений;  $R$  — величина результирующего вектора;  $L$  — та же величина, но выраженная в процентах. Величины  $R$  и  $L$  являются мерой концентрации азимутов вокруг результирующего вектора; чем выше  $L$ , тем больше концентрация. Вычисление  $\bar{x}$  и  $R$  значительно упрощается, если использовать специальные таблицы, составленные Пинкусом [Pincus, 1956].

Г. Ф. Рожковым и Р. А. Комиссаровой [1966] предложен метод и составлена программа для машинного расчета результирующего вектора, меры концентрации индивидуальных значений вокруг среднего, а также проверки нормальности и равномерности распределения, позволяющие оценить, являются ли произведенные замеры производными одного или нескольких палеотечений.

Установление регионального направления падения косой слоистости позволяет производить реконструкцию палеосклонов, вдоль которых осуществляется сток осадков. Направление падения слоистости и направление палеосклонов часто совпадают, особенно

для аллювиальных комплексов, для которых вычисление регионального результирующего вектора падения слойчатости представляет большой интерес. В сложных полифациальных комплексах, где присутствуют морские, прибрежные и эоловые отложения и где распределение течений, а следовательно, и падение слойчатости носит сложный характер, вычисление результирующего вектора по описанной выше методике вряд ли правильно, поскольку полученные средние величины не отображают всю сложность и многообразие природного процесса. Наоборот, средние, вычисленные для признаков, присущих разнородным явлениям, не только неоправданно схематизируют и упрощают, но и искажают его.

*Анализ физико-географической обстановки по измерениям направлений наклона косой слойчатости.* Результаты измерений азимутов наклона косых слойков могут быть использованы не только для определения направления течения, но иногда для заключения о фациальной обстановке переноса и отложения осадков. Поттер и Петтиджон [Potter, Pettijohn, 1963] приводят некоторые примеры, когда визуальная оценка изменчивости в ориентировке наклона косых слойков с помощью роз-диаграмм, а также статистическая обработка данных с применением стандартного отклонения и коэффициента вариации, позволили решать вопросы установления градиентов осадкообразующего потока и географических условий отложения. Оценивая данные различных исследователей, эти авторы установили, что величина стандартного отклонения направлений падения слойчатости в целом для аллювиально-дельтовых отложений равна  $63\text{—}78^\circ$ , для морских  $78\text{—}89^\circ$ . Эоловые отложения характеризуются величиной изменчивости, близкой к аллювиально-дельтовому. И хотя абсолютные величины изменчивости падения слойчатости вряд ли могут быть использованы в настоящее время при фациально-палеогеографических исследованиях, относительная оценка этого признака в каждом конкретном случае может принести пользу для разделения эоловых, аллювиальных, морских и прибрежно-морских отложений, у которых, по-видимому, изменчивость возрастает в том порядке, в каком эти отложения в данном случае перечислены.

*Решение стратиграфических и структурно-геологических задач.* При стратиграфическом расчленении и разрезе в их сопоставлении морфология и ориентировка слойчатых текстур может быть использована наряду с другими литологическими признаками. Например, С. Г. Саркисян и Н. А. Михайлова [1956], изучая терригенные толщи Башкирии и Татарии, обнаружили, что верхнеживетские и пашийские отложения, с одной стороны, и кыновские — с другой, резко отличаются текстурными особенностями слагающих их отложений и могут быть четко отделены друг от друга.

Определение характера залегания пласта, нормальное оно или опрокинутое, сводится к отысканию его подошвы. Как указывает Р. Шрок [1950], для этого необходимо наблюдать вогнутость слойков, которая всегда (за исключением редко

встречающейся слойчатости облекания) обращена в сторону подошвы. Л. Н. Ботвинкина [1962] рекомендует для этой цели наблюдать строение слойков в серии. В случае их сортированного строения наиболее грубыми являются нижние части слойков, обращенные к подошве пласта. Наблюдения над сортировкой особенно важны при изучении зерна.

Установление смещений блоков земной коры. Подобную задачу иногда удается, если не решить, то, во всяком случае, наметить, при детальном региональном исследовании слойчатых текстур. Так, Тен Хаф [Ten Haaf, 1957] для Апеннин заметил, что ориентировка наклона косых слойков везде субпараллельна простираниям структур и лишь в одном блоке, ограниченном разрывами, перпендикулярна простираниям. Из этого он сделал вывод, что этот блок был повернут в процессе складчатости. Сходный вывод о наличии крупного сдвига был сделан В. А. Гроссгеймом [1963] после изучения ориентировки слойчатых текстур в меловом флише Туапсинского района.

Для поисков полезных ископаемых изучение текстур имеет большое значение, так как является одним из важных методов фациально-палеогеографического анализа. Исследование слойчатости для анализа рассеянных залежей, оконтуривания рудных тел и установления коренных источников полезного ископаемого имеет прямое отношение к правильной постановке геологоразведочных работ. Полезные ископаемые россыпей тесно связаны с текстурами пород и распределяются в соответствии с расположением палеоводотоков, для реконструкции которых изучение текстурных типов и ориентировки имеет первостепенное значение [Хабаков, 1948б; Stokes, 1954]. Велико значение анализа слойчатости как основной части фациально-палеогеографических исследований для прогноза региональных и локальных зон выклинивания песчаных коллекторов нефти и газа [Гроссгейм, 1965; Shrewsbury, 1961], при поисках осадочных месторождений ванадия, меди, урана, фосфоритов, а также стекольного, керамического, огнеупорного сырья и других полезных ископаемых.

---

## ЛИТЕРАТУРА

Абрамов С. П. Некоторые вопросы изучения косой слоистости аллювия. Изв. вузов, геол. и разв., № 4, 1961.

Абрамович И. М. Аналитический метод оценки результатов грохочения. Гостоптехиздат, 1940.

Авазходжаев Х. Х. О гранулометрии и условиях образования песчаных пород нижнемеловых отложений Газлинской структуры. Вопр. геол. Узбекистана, № 3, 1962.

Айнемер А. И., Шванов В. Н. О фациальной значимости гранулометрического состава песчаных золых отложений. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., № 150, 1968.

Акаева В. П. Результаты изучения окатанности зерен кварца песчаных пород юрских отложений северо-восточного склона Юго-Восточного Кавказа. ДАН АЗССР, 10, № 10, 1954.

Алиев А. Г., Дайдбекова Э. А. Осадочные породы Азербайджана. Гостоптехиздат, Баку, 1955.

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донецкого бассейна. Тр. ИГН АН СССР, вып. 151, угольн. сер., 1954.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, 1938.

Атлас текстур и структур осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1962.

Баранов И. Г. К вопросу о генезисе и значении гьероглифов в изучении карпатского флиша. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, кн. 1 (IV), 1951.

Барковская М. Г. Гьероглифы полосы современного пляжа и их образование. Тр. ИГН АН СССР, вып. 165, геол. сер. (№ 66), 1955.

Батурин В. П. Новая гранулометрическая шкала для кластических осадков и использование ее при графических построениях. ДАН СССР, т. 38, № 8, 1943.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.

Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол., 1960.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. Океанология, 2, № 1, 1962.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Основные черты осадкообразования в дальневосточных морях в четвертичное время. Мат. Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода, т. I. М., 1961.

Белостоцкий И. И. Наблюдения над знаками ряби. Изв. Всес. геогр. об-ва, 72, вып. 2, 1940.

Белосов В. В. Статистический характер процессов формирования осадочных толщ. Int. geol. congr., Report, 18 session. L. pt. 3, 1952.

- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Гостоптехиздат, 1962.
- Белюсова В. Т., Слешкова В. Л. Опыт применения ультразвука при гранулометрическом анализе осадочных пород. Сб. Углежесные форм. некоторых регионов СССР. М.—Л., 1961.
- Бетехтин А. Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. Гостоптехиздат, 1946.
- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд-во АН СССР, 1955.
- Боброва В. Н. Дюнные образования окрестностей г. Перми. Уч. зап. Пермск. ун-та, 7, № 4, 1956.
- Бондаренко С. С., Иконников Н. Н. Приборы для отбора и обработки проб. Разв. и охр. недр, № 2, 1966.
- Боровко Н. Г., Боровко Н. Н. О гранулометрическом анализе песков и способах обработки его данных. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 110, 1967.
- Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1950.
- Ботвинкина Л. Н. Морфологическая классификация слоистости осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1959.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 59, 1962.
- Брунс Е. П. О литологических исследованиях кольчугинской свиты Кузбасса. Сов. геол., сб. 4, 1940.
- Брунс Е. П. Наблюдения над особенностями слоистости отложений. В кн.: Метод. руководство по геол. съемке и поискам. Госгеолтехиздат, 1954.
- Бубличенко Н. Л., Кожемяко М. Н. Тектофация флишоподов и их происхождение в Юго-Западном Алтае. ДАН СССР, т. 152, № 4, 1963.
- Бурачек А. Р. К методике измерений ориентировки гальки и косой слоистости. Зап. Всеросс. мин. об-ва, 62, вып. 2, 1933.
- Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. Машстройиздат, 1949.
- Вассоевич Н. Б. Флип и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948а.
- Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. Литолог. сб., № 1. Гостоптехиздат, 1948б.
- Вассоевич Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. Литолог. сб., № 2. Гостоптехиздат, 1948в.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). Тр. Львовск. геол. общ., сер. геол., вып. 3, 1953.
- Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы. В кн. Справ. руково. по петрографии осад. пород. Гостоптехиздат, 1958а.
- Вассоевич Н. Б. Текстура осадочных пород. В кн. Справ. руково. по петрографии осад. пород. Гостоптехиздат, 1958б.
- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). Сб. Осад. и вулканогенные форм. Недра, 1966.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. К палеогеографии Северо-Восточного Кавказа в среднеплиоценовую эпоху. Геол. сб. ВНИГРИ, № 1 (IV), 1951а.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. Метод определения первичной ориентировки наклона косых слоев. Геол. сб. ВНИГРИ, № 1 (IV), 1951б.
- Вахрушев В. А. Морфологические особенности некоторых акцессорных минералов изверженных горных пород и их значение для петрографии осадочных пород. ДАН СССР, т. 98, № 4, 1954.
- Вейхер А. А. Предварительные сообщения о результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. Литолог. сборник II, Гостоптехиздат, 1948.
- Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Гидрометеиздат, 1949.

- Великанов М. А. Динамика русловых потоков, т. 1 и 2. Гостехтеоретиздат, 1954, 1955.
- Верзилин Н. Н. Многообразие следов древних землетрясений в нижнемеловых отложениях Северо-Вост. Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 24, 1961.
- Верзилин Н. Н. К вопросу о классификации смешанных осадочных пород. Уч. зап. ЛГУ, № 310, 1962.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, № 6, 1956.
- Вистелиус А. Б. О минералогическом составе тяжелой части песков нижнего отдела продуктивной толщи Апшеронского полуострова, чокрака Южного Дагестана и аллювия Волги. ДАН СССР, т. 71, вып. 2, 1950.
- Вистелиус А. Б. О вероятности влияния «олового поля» диаграммы Л. Б. Рухина на поля остальных типов песков. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1951.
- Вистелиус А. Б. Пески средней и нижней Волги. Сб. работ Лаборат. аэрометодов АН СССР, посвящ. Н. Г. Келлю, 1954.
- Вистелиус А. Б. Морфометрия обломочных частиц. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. IX, 1960.
- Вистелиус А. Б., Демина М. Е. Об окатанности кварцевых песчинок. Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. Изд-во АН СССР, 1963.
- Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известковых почв. ОНТИ, 1933.
- Вялов О. С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Изд. АН УССР, 1966.
- Вялов О. С., Голев Б. Т. К систематике Palaeodictyon. ДАН СССР, т. 134, № 1, 1960.
- Габрильян Р. А. К характеристике гранулометрии песков и песчаников меловых отложений Кызылкумов. Сб. Вопр. геол. Узбекистана, вып. 2, Ташкент, 1961.
- Гаин Ф. В. Дисперсионный анализ. М.—Л., 1940.
- Гарецкий Р. Г. Кластические дайки. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.
- Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Тектонический анализ мощностей. В кн. Методы изучения тект. структур, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И., Витковская И. В. Разъединение кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. В сб. Кора выветривания. Вып. 2. М., 1956.
- Глаголев А. А. Морфо-гранулометрический анализ массивных агрегатов. Изд. АН КазССР, 1950.
- Головенок В. К. Опыт изучения ориентировки песчаных зерен в меловых отложениях Восточной Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 4, 1955.
- Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Гидрометеопиздат, 1954.
- Горелов С. Г. «Фигурные» песчаники Ергеней. Природа, № 10, 1953.
- Гриднев Н. И. Литология кайнозойских моласс Сурхандарьинской депрессии. Изд. АН УзССР, Ташкент, 1955.
- Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения гиероглифов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Гроссгейм В. А. К вопросу о донных течениях в майкопском бассейне на территории Северо-Вост. Кавказа. Геол. сб. ВНИГРИ, 2 (4), 1953.
- Гроссгейм В. А. Опыт создания терминологии для морфологического описания гиероглифов. Геол. сб. ВНИГРИ, 3 (6), 1955.
- Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Госгеолтехиздат, 1961.

- Гроссгейм В. А. О характеристике течений во флишевых бассейнах. БМОИП, отд. геол., 38, № 1, 1963.
- Гроссгейм В. А. Донные течения и тектоника. Сов. геол., № 9, 1965.
- Гроссгейм В. А., Смирнов Л. С. О новом типе косой слойчатости. Литол. и полезн. ископ., № 2, 1966.
- Грязнова Т. Е. К методике изучения ориентированных частиц в песчаных отложениях. ДАН СССР, т. 58, № 4, 1947.
- Грязнова Т. Е. Ориентированные структуры песчаников продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Геол. сб. 2, Гостоптехиздат, 1953.
- Гусев А. И. Некоторые моменты в осадкообразовании майкопской толщи Северного Дагестана. Литол. сб. 3, ВНИГРИ, 1950.
- Гусев Б. Ф. Механическая дезагрегация песчано-глинистых осадочных пород в гранулометрическом анализе. Мат. I конф. молод. научн. работн. Казани, секц. геол., № 1, 1959.
- Даидбекова Э. А., Ибрагимова Б. М., Исмаилова Р. С. Генетическое и корреляционное значение морфологии минералов меловых отложений Юго-Восточного Кавказа. Тр. 3 Всес. совещ. по литол. и минерал. осад. пород (1956 г.). Изд. АН АзССР, Баку, 1962.
- Дмитриев Г. А. Сферическая отдельность в осадочных породах Южного Урала в бассейне рек Сима и Юрезани. Изв. АН СССР, № 2, 1941.
- Дмитриев Г. А. Кластические жилы и дайки в угольных пластах и вмещающих породах Иткинского месторождения. ДАН СССР, 115, № 5, 1957.
- Домниковский В. Н. Определение среднего размера зерна песчаников. Литолог. сб. памяти С. М. Малавкина, вып. 1, 1940.
- Драгунов В. И. К терминологии формационных подразделений. Сб. Осад. и вулканогенные форм. Недра, 1966.
- Дюфур М. С. Окатанность песчаных зерен в меловых отложениях Ферганы. Вестн. ЛГУ, № 18, 1956.
- Елисейев Н. А. Структурная петрология. Изд-во ЛГУ, 1953.
- Емельянов Е. М. Гранулометрический состав современных осадков и некоторые черты их образования в Средиземном море. Сб. Осн. черты геол. строения, гидрологич. режима и биологии Средиземного моря. Наука, 1965.
- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков. Зап. ЛГИ, 7, вып. 1, 1926.
- Жемчужников Ю. А. Опыт морфологической классификации слоистости осадочных пород. «Горняцкая правда» от 15 июня 1940 г., № 30 (351), научно-техн. листок № 4—5.
- Жемчужников Ю. А. Что такое фация. Литолог. сб., № 4, Гостоптехиздат, 1948.
- Животовская А. И. и др. Очерки по физической седиментологии. Недра, 1964.
- Журавский А. Н. Минералогический анализ шлифа с точки зрения теории вероятностей. Мат. по обогащению пол. ископ. ОНТИ, 1932.
- Заварицкий А. Н. О некоторых структурах. Геол. вестн., т. V, № 1—3, 1926.
- Запорожцева А. С. О зависимости процессов диагенетических и катагенетических преобразований от фациальной обстановки накопления осадков. Тр. НИИГА, т. 121, 1962.
- Звонков В. В. Водная и ветровая эрозия Земли. Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Золотарев В. Н. К динамике образования нижнемеловых песков Липецкой области. Тр. Воронеж. ун-та, 62, 1963.
- Зубов Н. И. Динамическая океанология. Гидрометеиздат, 1947.
- Игнатьев В. И. Современная рыба р. Ноксы. Уч. зап. Казанск. ун-та 121, № 9, 1961.

К а з а к о в А. В. Гранулометрический анализ осадочных пород «по кварцу». Тр. ИГиН АН СССР, вып. 152, 1957.

К а л и н к о М. К. О новых геологических измерительных приборах. Геол. сб. ВНИГРИ 3(6), 1955.

К а л и н к о М. К. Песчаные породы. Справ. рук. по петрографии осад. пород. Т. II, Гостоптехиздат, 1958.

К а р и н с к и й А. П. О проблематичных отпечатках, известных под названием *Palaeodictyon meneghini*. Изв. АН СССР, отд. матем. и естеств. наук, сер. 7, № 9, 1932.

К и р с а н о в Н. В., Семеновский Ю. В. О классификации терригенно-карбонатных пород. Изв. Каз. ФАН СССР сер. геол., № 5; 1955.

К л е н о в а М. В. Геология Баренцова моря. Изд. АН СССР, 1960.

К л и м а в и ч е н е В. К. Сравнительная литологическая характеристика основных генетических типов поверхностных четвертичных песков Литвы. Тр. АН ЛитССР, сер. Б, № 4 (39), 1964.

К о л е с н и к о в а И. З. Генетическая интерпретация гранулометрических анализов методом Пассега на материалах верхнего палеозоя хр. Малого Каратау. Изв. АН КазССР, сер. геол. № 2, 1966.

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

К о н е в П. Н., Яковлева О. М. К вопросу об использовании гранулометрии для палеогеографических реконструкций. Сб. Палеогеография Урала, Свердловск, 1965.

К о н ю х о в И. А. Подводные оползни в продуктивной толще Апшеронского полуострова. Геол. сб. ВНИГРИ, № 1 (4), 1951.

К о с а я слоистость и ее геол. интерпретация. Сб. статей. Тр. ВИМС, 163, 1940.

К о ч у р о в а Р. Н. Геометрические методы количественно-минералогического анализа горных пород. Изд-во ЛГУ, 1957.

К р а в ч е н к о А. И. Состав и происхождение дюнных песков Прибалтики. Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 87, вып. 1, 1955.

К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд. МГУ, 1957.

К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.

К р и н а р и А. И. О гранулометрическом анализе терригенных отложений девона Татарии. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол. наук, № 5, 1956.

К у х а р е н к о А. А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.

Л а в р о в В. М. О влиянии размыва древних пород шельфа на процессы формирования современных морских осадков. Океанология, 5, № 1, 1965.

Л а п и н а Н. Н. Применение ультразвука при подготовке песчано-глинистых отложений к гранулометрическому анализу. Уч. зап. НИИГА, регион. геол., вып. V, 1964.

Л а п и н с к а я Т. А. К вопросу о количественной характеристике формы зерна обломочных минералов. Сов. геол., № 18, 1947.

Л е б е д е в а Н. В., Сахарова Е. И. О слоистости песчаных русловых гряд. Литол. и пол. ископ., № 2, 1965.

Л е м м л е й н Г. Г., Князев В. С. Опыт изучения обломочного кварца. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1951.

Л и с и ц ы н А. П. и др. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана. Литол. и пол. ископ., № 2, 1966.

Л о б а н о в И. Н. Наблюдения над знаками ряби. Литол. и пол. ископ., № 3, 1963.

Л о г в и н е н к о Н. В. Некоторые вопросы минералогии и петрографии осадочных пород. Зап. Всес. минерал. об-ва, 2 сер., ч. 7, вып. 3, 1948.

Л о г в и н е н к о Н. В. Минералого-петрографические коррелятивы карбона Донецкого бассейна. ДАН СССР, 97, № 2, 1954.

Логвиненко Н. В. Опыт генетической классификации угленосных формаций. Сов. геол., № 8, 1966.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. Высшая школа, 1967.

Логвиненко Н. В., Шуменко С. И. К изучению обломочного кварца. ДАН СССР, т. 110, № 4, 1956.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. Литология и генезис гаврической формации Крыма. Изд-во Харьк. ун-та, 1961.

Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов. Гостеоллиздат, 1952.

Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов. Природа, № 7, 1950.

Лунев Б. С. Результаты применения нового метода изображения гранулометрического состава песка и гравия. Бюлл. Комисс. по изучен. четверт. периода АН СССР, № 24, 1960.

Лунев Б. С. О дифференциации гранулометрии аллювия Кавказа, Средней Азии, Сибири и Урала. Уч. зап. Пермск. ун-та, № 121, 1964.

Лунгерсгаузен Л. О. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. Сов. геол., № 18, 1947.

Лучицкий И. В. О форме песчаных зерен терригенных отложений угленосной и тульской толщи нижнего карбона Сталиногорско-Донского района. Уч. зап. МГУ, вып. 124, геол., т. II, 1947.

Македонов А. В. Конкреции в угленосных толщах как новый коррелятивный признак. Мат. III геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар, 1948.

Македонов А. В. Корреляция разрезов с помощью конкреций. В сб. Методы изучения осадочных пород, ч. II, 1957.

Маслов В. Д. Некоторые разновидности речных знаков ряби и их происхождение. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода. АН СССР, № 17, 1953.

Методы изучения осадочных пород. Т. 1—2. Гостоптехиздат, 1957.

Миросниченко В. П. Явления грязевого вулканизма при Анхабадском землетрясении в августе 1948 г. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.

Мосякин Ю. А. Гранулометрическая характеристика песчаных пластов нижнего мела Терско-Кумской равнины как показатель их генезиса. Тр. Грозн. нефт. н.-п. ин-та, вып. 9, 1961.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1 и 2. Изд-во АН СССР, 1956.

Наливкин Д. В. Флиш — континентальные отложения. ДАН СССР, т. 141, № 4, 1961.

Неручев С. Г. Опыт изучения гидродинамических условий осадконакопления в ачкагыльском бассейне Северо-Восточного Кавказа. Геол. сб. ВНИГРИ, № 2 (5), 1953.

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

Одинцова Л. И., Сергеев Е. М. Глинистые окатыши песчаных отложений западной части Центральных Каракумов. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 6, 1961.

Охотин В. В. Грунтоведение. Изд-во Военно-трансп. акад., Л., 1940.

Паап Ю. Колебания литолого-минералогического состава песчаников девона Эстонии на фоне косослоистой текстуры. Уч. зап. Тартуского ун-та, вып. 168, 1965.

Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. Изв. Геол. ком-та, т. XII, № 2, 1883.

Петелин В. П. О повышении качества ситового анализа морских донных осадков. Океанология, 4, № 4, 1964.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Недра, 1966.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. 1. Изд-во АН УзССР, 1954.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Недра, 1966.

Попов В. И., Гриднев Н. И., Набиев К. А. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ч. III. Фацции равнин о-долинных формаций. АН УзССР, Ташкент, 1956.

Попов В. И. и др. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методике палеогеографического картирования. Гостехиздат, 1963.

Преображенский И. А. О формах зерен. Тр. ИГН АН СССР, сер. петр., вып. 21, 1940.

Прохорова Г. А. Влияние водной и эоловой транспортировки на минералогический состав и форму зерен каракумских песков. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 47, мат. по геоморф. и палеогеогр. СССР, вып. 4, М.—Л., 1950.

Пустовалов Л. В. Об осадочной дифференциации вещества по периодичности минерального осадкообразования. Разведка недр, № 4, 1940а.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1 и 2. Гостехиздат, 1940б.

Пустовалов Л. В. О терригенно-минералогических фациях. БМОИП, отд. геол., т. 22, вып. 5, 1947.

Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.

Пустовалов Л. В. Об основных принципах классификации осадочных горных пород. Уч. зап. ЛГУ, вып. 310, 1962.

Пустовалов Л. В., Султанов А. Д. О распределении тяжелых минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуриинской низменности. ДАН СССР, т. 52, № 2, 1946.

Разумихин Н. В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Изд-во ЛГУ, 1965.

Разумовский Н. К. О значении логарифмически нормального распределения частот в петрологии и геохимии. ДАН СССР, т. 33, № 1, 1941.

Рац М. В. Об одном способе косвенного определения истинной мощности слоев двухэлементного флиша. Бюлл. научно-техн. информации Гидропроекта, № 13, 1961.

Рац М. В. Опыт аналитического исследования осадконакопления в геосинклинальных бассейнах на примере седиментации терригенного флиша. Изв. вузов, геол. и разв., № 6, 1963.

Ржаницын Н. А. Метеорологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Гидрометеоздат, 1960.

Рожков Г. Ф. Реконструкция донных течений по данным косой слойчатости в раннемеловых бассейнах Таджикской депрессии. БМОИП, отд. геол., т. XXI (5), 1966.

Рожков Г. Ф., Комиссарова Р. А. Обзор некоторых статистич. методов изучения косой слойчатости. Литол. и полезн. ископ., № 3, 1966.

Романовский В. И. Математическая статистика. ГОНТИ, 1938.

Ронов А. Б., Ханин В. Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое. Сб. Региональная палеогеография. Госгеолтехиздат, 1960.

Русинов И. Я. Строение намывных песчаных грунтов и его влияние на их физико-химические характеристики. Тр. Лен. воен.-возд. инж. акад., вып. 23, 1958.

Рухин Л. Б. Новый метод определения условий отложения древних песков. Пробл. сов. геологии, т. VII, № 11, 1937.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод анализа песков. Изд-во ЛГУ, 1947.

Рухин Л. Б. Палеогеография Юго-Восточной Ферганы в меловом периоде. Уч. зап. ЛГУ, № 189, вып. 6, 1955.

Рухин Л. Б. О классификации смешанных осадочных пород. Вестн. ЛГУ, № 12, 1956а.

Рухин Л. Б. О классификации обломочных частиц и слагаемых ими пород. Вестн. ЛГУ, № 24, 1956б.

Рухин Л. Б. Основные понятия о статистической обработке фактических данных. В кн. Методы изучения осадочных пород. Т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат. Изд. 1, 1953; изд. 2, 1961.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, изд. 1, 1959; изд. 2, 1962а.

Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами. Уч. зап. ЛГУ, № 310, 1962б.

Рухина Е. В., Кашик Д. К., Дюфур М. С. Определение формы песчаных зерен при помощи вибросепаратора. Уч. зап. ЛГУ, № 310, 1962.

Ряста Х. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научн. сообщ. Ин-та геол. и географ. АН Эст. ССР, 4, 1957.

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

Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР. БМОИП, т. 31 (6), 1956.

Сергеев Е. М. Грануло-минералогическая классификация песков. Вестн. МГУ, сер. физ.-мат. и естеств. наук, № 12, 1953.

Сидоренко А. В. Два типа эоловых песков. ДАН СССР, 69, № 3, 1949.

Сидоренко А. В. Денудационные и аккумулятивные пустыни Средней Азии. ДАН СССР, 70, № 5, 1950а.

Сидоренко А. В. Эоловая косая слоистость и ее палеогеографическое значение. Изв. Туркм. фил. АН СССР, № 4, 1950б.

Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация вещества в пустыне. Изв. АН СССР, сер. географ. № 3, 1956.

Синицын В. М. Долгопериодические изменения геологических процессов (на примере Азии). Вестн. ЛГУ, № 24, 1964.

Синицын В. М. Эволюция геологических процессов. Вестн. ЛГУ, № 18, 1965.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Недра, 1967.

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

Соколов Б. Н. Опыт применения методики Л. Б. Рухина при изучении гранулометрического состава мезо-кайнозойских титаноносных песчаников. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1964.

Спицын А. Н. К познанию процессов изменения некоторых терригенных зерен при выветривании и переносе. Литол. и полезн. ископ., № 1, 1965.

Страхов Н. М. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1948а.

Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Т. 1. Госгеолиздат, 1948б.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1 и 2. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 и 8, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, т. 1, 2, 1960, т. 3, 1962.

Татарский В. Б. О номенклатуре и классификации карбонатного материала по размеру зерен. Вестн. ЛГУ, № 24, 1959.

Твенгофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перев. с англ., ОНТИ, 1936.

Троицкий В. И. Косая слоистость в прибрежно-морских отложениях верхней юры Юго-Восточного Узбекистана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.

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

Ульст В. Г. Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях. В сб. Baltica, т. 2, Вильнюс, 1965.

- У х а н о в А. В. Песчанниковые дайки в синийских доломитах по реке Талахта (Анабарский р-н). Инф. бюлл. НИИГА, 1962.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Некоторые основные положения о генезисе и развитии рельефа песков. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. № 6, 1940.
- Ф е д о р о в и ч Б. А. Происхождение и развитие песчаных толщ и пустынь Азии. Мат. по четв. периоду СССР, вып. 2, 1950.
- Ф и г у р о в с к и й Н. А. Современные методы седиментометрического анализа, М., 1939.
- Ф и д м а н Б. А. О влиянии шероховатости стенок на структуру турбулентного потока. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 12, № 3, 1948.
- Ф о р м о з о в а Л. Н. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья. БМОИП, отд. геол. 26, № 3, 1951.
- Ф р о л о в В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. Изд-во МГУ, 1964.
- Ф р о л о в В. Т. К вопросу о понятиях фация и фаціальний анализ. Вестн. МГУ, геол., № 3, 1966.
- Х а б а к о в А. В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. ОНТИ, 1933.
- Х а б а к о в А. В. Симметричные волноприбойные знаки ряби как показатель положения сторон берега бассейна. Сов. геол., сб. 5, 1945.
- Х а б а к о в А. В. Древние оползневые нарушения аргинских слоев на Среднем Урале. ДАН СССР, 61, № 6, 1948а.
- Х а б а к о в А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. В кн. Труды 2 Всес. географ. съезда, т. 2, М., 1948б.
- Х а и н В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. БМОИП, отд. геол., т. 34 (2), 1959.
- Х а и н В. Е. Общая геотектоника. Недра, 1964.
- Х в о р о в а И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 155, сер. геол., № 66, 1955.
- Х в о р о в а И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 37, 1961.
- Х в о р о в а И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. Сб. Вулканогенно-осадочные форм. и полезн. ископ. Наука, 1965.
- Х е р а с к о в Н. П. Геологические формации (опыт определения). БМОИП, отд. геол., т. 27 (5), 1952.
- Х о ж а н о в Н. П. Новые данные по литологии нижнемеловых отложений Липецкого железорудного бассейна. Тр. Воронеж. ун-та, 58, 1957.
- Х у д а й н а з а р о в Г. Знаки ряби в среднеюрских отложениях Большого Балхана. Сов. геол., № 7, 1959.
- Ц е х о м с к и й А. М. Вопросы генезиса и распространения кварцевых маложелезистых песков. Геол. рудных м-ний, № 4, 1959.
- Ц е х о м с к и й А. М. Вещественный состав кварцевых песков и его особенности в свете требований промышленности. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 29, 1960.
- Ц е х о м с к и й А. М., К а р с т е н с Д. И., П е т р у н ь к и н а Л. М. Кварцевые и олигомиктовые пески азиатской территории СССР. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 37, 1960.
- Ч е р н и к о в О. А. К методике определения степени измененности структуры обломочных пород. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1964.
- Ч е р н и к о в О. А. О коэффициенте метаморфичности С. Литол. и полезн. ископ., № 2, 1965.
- Ч и ч а г о в В. П. Опыт определения генезиса рыхлых отложений по морфологии песчаных зерен. Изв. АН СССР, сер. географ. № 1, 1959.
- Ш а м о в Г. И. Речные наносы. Л., 1954.
- Ш а н т а р А. А. К вопросу о гранулометрическом анализе песчаных пород в шлифах. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1964.
- Ш а н ц е р С. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его зна-

чение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР, вып. 135, 1951.

Шапцев С. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. Мат. по четв. периоду СССР, вып. 2, 1959.

Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. Недра, 1965.

Шатский Н. С. Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. Матер. позн. геол. СССР, нов. сер., вып. 2/6, 1945.

Шатский Н. С. Фосфоритовые формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. Совещ. по осад. породам, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.

Шванов В. Н. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром. Вестн. ЛГУ, № 6, 1964.

Шванов В. Н. Конвергенция геологических терригенных формаций и формационный анализ. Вестн. ЛГУ, № 12, 1965.

Шванов В. Н., Марков А. Б. Гранулометрический анализ песчаников в шлифах. Изв. вузов, геол. и разв., № 12, 1960.

Шванов В. Н., Марков А. Б. О соотношении результатов гранулометрических анализов, производимых в шлифах, в рыхлых препаратах и ситовым методом. Уч. зап. ЛГУ, № 310, 1962.

Шванов В. Н., Марков А. Б. Палеогеографическое значение анализа формы песчаных кварцевых частиц. Изв. вузов, геол. и разв., № 6, 1963.

Шванов В. Н., Пискижев И. М. Измерения формы песчаных частиц под микроскопом. Вестн. ЛГУ, № 18, 1961.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат., 1958.

Швецов М. С. Опыт систематизации текстур осадочных пород. Изв. вузов, геол. и разв., № 12, 1961.

Швецов М. С. Основные принципы классификации осадочных пород. Изв. вузов, геол. и разв., № 8, 1961.

Шепард Ф. П. Геология моря. Перев. с англ. ИЛ, 1951.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. ИЛ, 1950.

Шуляк Б. А. Периодические донные структуры волнового потока. Океанология 1, № 5, 1961.

Шутов В. Д. Значение обломочных полевых шпатов для палеогеографии по терригенным компонентам. Вопр. минерал. осадочн. образован., кн. 6, Львов, 1961.

Шутов В. Д., Кац М. Я., Баранов В. В. Применение ультразвука при минералогическом анализе осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1961.

Штейнберг Д. С. Структуры горных пород. Изд. Свердл. горн. ин-та, 1957.

Щербakov Ф. А., Павлидис Ю. А. Характер слоистости пляжевых отложений. Литол. и полезн. ископ., № 4, 1964.

Allen I. R. Asymmetrical ripple marks and the origin of cross-stratification. Nature, vol. 194, № 4824, 1962.

Andree K. Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rund. 6, 1915.

Aschenbrenner V. C. A photogrammetric method for the tridimensional measurement of sand grains photogram. Eng. v. 21, № 3, 1955.

Backer H. A. On the investigation of the mechanical constitution of Loose Arenaceous sediments, Geol. mag., 57, № 667, 1920.

Bagnold R. A. The physics of blown sand and desert dunes. L, 1941.

Balland R., Cailleux A. Etude morphologique de quelques sables de la region Bordelaise. Extrait du Bull. Soc. geol. Fr., ser 5, 16, 1946.

Barrel J. Relation geological importance of continental, littoral and marine sedimentation. Journ. geol., 14, 1906.

Bausch van Bertsberg J. W. B. Richtungen der sedimentation in der rheinischen Geosynklone. Geol. Rund., 31, 1940, 328—364.

Beal M. A., Shepard F. P. A use of roundness to determine depositional environments. Journ. Sed. petrol., v. 26, № 1, 1956.

- Bond G. Surface textures of sand grains from the Victoria Falls area. *Journ. Sed. petrol.*, v. 24, № 3, 1954.
- Bramlette M. N., Bradley W. H. Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores, pt. 1, U. S. Surv. prof. papers, 196-A, 1940.
- Brett G. W. Cross-bedding in the Baraboo quartzite of Wisconsin. *Journ. geol.*, 63, 1955, p. 143-148.
- Brinkmann R. Über Krenschichtung im deutschen Buntsandsteinbecken. *Verhandl. Ges. Wissen zu Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, № 1, 1939.
- Cadigan R. A. Geologic interpretation of grain-size distribution measurements of Colorado plateau sedimentary rocks. *Journ. geol.*, v. 69, № 2, 1961.
- Cailleux A. Distinction des sables marins et fluviaux. *Bull. Soc. geol. France*, ser. 5, 13, 1943.
- Cailleux A. Morphoscopie de quelques sables de Palistine. *Extrait du Bull. Inst. Egypte*, t. 31, sess., 1948.
- Cailleux A. Morphoskopische analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Palaeklimatologie. Bedeutung für die Geol. Rundschau. Bd. 40, Hf. 1, 1952, ss. 11-19.
- Callender D. L., Folk R. L. Idiomorphic zircon, key to volcanism in the Lower Tertiary sands of Central Texas. *Am. Journ. sci.*, v. 256, № 4, 1958.
- Calver J. L. Roundness of grains in western Michigan dune sands. *Papers Mich. Acad. sci. Arts. Letters*, v. 25, 1940, pp. 465-471.
- Carozzi A. V. Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment. *Journ. Sed. petrol.*, v. 28, 1958, p. 133-150.
- Clarke F. Data of geochemistry. 5-th ed., U. S. Geol. Surv. bull., № 660, 1924.
- Cloos H. Kreuzschichtung als Leitmittel in überfalteten Gebirgen. *Zs. prakt. Geol.*, 22, 1914.
- Cox E. P. A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness. *Journ. paleontology*, v. 1, № 3, 1927.
- Creager I. S., McManus D., Collias E. E. Electronic data processing in sedimentary size analysis. *Journ. Sed. petrol.*, v. 32, № 4, 1962.
- Curray J. H. Dimensional orientation studies of Recent coastal sands. *Bull. Amer. Assoc. petrol. geol.*, 40, 1956, pp. 2440-2456.
- Curray J. R., Griffiths J. C. Sphericity and roundness of quartz grains in sediments. *Bull. Geol. soc. Am.*, v. 66, № 9, 1955.
- Dapples E. C., Rominger Y. F. Orientation analysis of fine-grained clastic sediments. *Journ. geol.*, 53, 1945, pp. 246-261.
- Doeglas D. J. Interpretation of the results of mechanical analysis. *Journ. Sed. petrol.*, v. 16, № 1, 1946.
- Dott R. H., Howard I. K. *Convolute lamination in non-graded sequences*. *Journ. geol.*, 70, № 1, 1962.
- Duane D. B. Significance of skewness in Recent sediments, western Palmico Sound, North Carolina. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 4, 1964.
- Eisele K. Kritische Betrachtung einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von sandkörnern. *Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Mon.*, № 9, 1957, 410-419.
- Ellenberger F. Lineations et grande tectonique. *Compt. rend. Soc. geol. France*, № 9-10, 1955, 174-177.
- Evens O. F. Ripple marks as an aid in determining depositional environment and rock sequence. *Journ. Sed. petrol.*, 19, № 2, 1949.
- Flemming N. C. Form and function of sedimentary particles. *Journ. Sed. petrol.*, 35, № 2, 1965.
- Folk R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journ. geol.*, v. 62, № 4, 1954.
- Folk R. L. Student operator error in determination of roundness, sphericity and grain size. *Journ. Sed. petrol.*, v. 25, № 4, 1955.
- Folk R. L., Ward W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sed. petrol.*, 27, № 1, 1957.
- Folk R. L. Rapid phi-millimeter conversion by ordinary slide rule. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 3, 1964.

- Folk R. L. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6, № 2, 1966.
- Frazier D. E., Osanik A. Point-bar deposits, Old River Locksite, Louisiana. *Trans. Gulf. coast ass. Geol. soc.*, 11, 1961, pp. 121—137.
- Friedman G. M. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journ. Sed. petrol.*, v. 31, № 4, 1961.
- Friedman G. M. On sorting, sorting coefficients and the lognormality of the grain-size distribution of sandstones. *Journ. geol.*, 70, 1962, p. 737—756.
- Glaessner M. F. Sedimentary flow structures on bedding planes. *Journ. geol.*, 66, № 1, 1958.
- Glezen W. H., Ludwick J. C. Automated grain-shape classifier. *Journ. Sed. petrol.*, 33, № 1, 1963.
- Grabau A. Types of cross-bedding and their stratigraphic significance. *Sci.*, n. s. 25, 1907.
- Greenman N. N. On the bias of grain-size measurements made in thin section: a discussion. *Journ. geol.*, v. 59, № 3, 1951a.
- Greenman N. N. The mechanical analysis of sediments from thin section data. *Journ. geol.*, v. 59, № 5, 1951b.
- Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois N. *Denkschr. Allg. Schweiz. Ges. Naturw.*, Bd. 2, 1838.
- Grubenmann U. Die kristallinen Schiefer, 1904.
- Hamblin W. K. Micro-cross lamination on upper Keweenawan sediments of northern Michigan. *Journ. Sed. petrol.*, v. 31, № 3, 1961.
- Hamblin W. K. X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. *Journ. geol.*, v. 32, № 2, 1962.
- Harms J. C., McKenzie D. B., McCubian D. G. Stratification in modern sands of the Red river. *Journ. geol.*, v. 71, № 5, 1963.
- Healt M. T. Stylolites in sandstones. *Journ. geol.*, v. 63, № 2, 1955.
- Hemingway J. E., Clarke A. M. Structure of ripple marks. *Nature*, v. 197, № 4867, 1963.
- Huit I. L. Three dimensional measurement of sand grains. *Bull. Am. assoc. petrol. geol.*, v. 38, № 1, 1954.
- Hyde J. E. The ripples of the Bedford and Berea formations of central and southern Ohio. *Journ. geol.*, 19, 1911.
- Inghwa H. K. Cross-lamination in graded bed sequences. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 2, 1964.
- Ingerson E. Fabric criteria for distinguishing pseudo ripple marks from ripple marks (abstr.). *Bull. Geol. soc. am.*, 50, 1939, 51, 1940.
- Ingerson E., Ramisch J. L. Origin of shapes of quartz sand grains. *Am. Mineral.*, 27, 1942, pp. 595—606.
- Inman D. L. Measures for describing the size distribution of sediments. *Journ. Sed. petrol.*, v. 22, № 3, 1952.
- Jopling A. V. Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime. *Journ. Sed. petrol.*, v. 36, № 1, 1966.
- Kane W. T., Hubert J. Fortran program for calculation of grain-size textural parameters on the IBM 1620 computed. *Sedimentology*, 2, № 1, 1963.
- Kiersch G. A. Small-scale structure and other features of Nawajo sandstone, northern part of San Rafael swell. *Am. ass. petrol. geol. Bull.*, v. 34, № 5, 1950.
- Kindle E. M. Recent and fossil ripple marks. *Mus. bull.*, № 25, geol. ser., Canada, 1917.
- Kittleman L. R. Application of Rosin's distribution in size-frequency analysis of clastic rocks. *Journ. Sed. petrol.*, v. 34, № 3, 1964.
- Knight S. H. The Fountain and the Gasper formations of the Laramie-basin: a study of the genesis of sediments. *Wyoming univ. publ. sci. geol.* 1, 1929, 82 p.
- Krinsley D., Takahashi T. Surface texture of sand grains: An application of electron microscopy. *Science*, v. 923—925, 1962.
- Krinsley D., Takahashi T. A technique for the study of surface textures of sand grains with electron microscopy. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 2, 1964.

- Krumbein W. C. Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. *Journ. Sed. petrol.*, v. 6, 1936, p. 35—47.
- Krumbein W. C. Thin-section mechanical analysis of indurated sediments. *Journ. geol.*, v. 43, № 5, 1935.
- Krumbein W. C. Size frequency distribution of sediments and the normal phi-curve. *Journ. Sed. petrol.*, v. 8, 1938, p. 84—90.
- Krumbein W. C., Pettijohn F. J. *Manual of sedimentary petrology*. N. Y., 1938.
- Krumbein W. C., Tisdell F. W. Size distributions of Source rocks of sediments. *Am. Journ. sci.*, v. 238, 1940, p. 296—305.
- Krygowski B. O nowej metodzie rozdzielania ziarn piasku wedg stopniaich zaokręglenia. *Arch. Miner. Towarzystwa naukowego Warszawskiego*, t. XIII, 1937, ss. 60—61.
- Krygowski B., Krygowski T. M. Mechanical method of estimating the abrasion grade of sand grains. *Journ. Sed. petrol.*, 35, № 2, 1965.
- Kuenen Ph. H. Sand-its origin, transportation, abrasion and accumulation. *Geol. soc. of South Africa, ann.*, v. LXII, 1959.
- Kuenen Ph. H. Experimental abrasion. 4. Eolian action. *Journ. geol.*, v. 68, № 4, 1960.
- Kuenen Ph. H., Menard H. W. Turbidity currents, graded and non-graded deposits. *Journ. Sed. petrol.*, v. 22, № 2, 1952.
- Kuenen Ph. H., Migliorini C. G. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journ. geol.*, v. 58, № 2, 1950.
- Kuenen Ph. H., Perdok W. G. Experimental abrasion. 5. Frosting and defrosting of quartz grains. *Journ. geol.*, v. 70, № 6, 1962.
- Kuhn-Velten H. Subaquatische Rutschungen in hoheren Oberdevon des Saerlandes. *Geol. Rund.*, Bd. 44, 1955.
- Lamar J. E. Geology and economic resources of the St. Peter Sandstones of Illinois. *III State geol. surv. bull.*, № 58, 1927, pp. 44—46.
- MacCarthy G. R. The rounding of beach sands. *Am. Journ. sci.*, v. 225, № 147, 1933.
- Mackay W. On the laws that govern the rounding of particles of sand. *Tr. Edinburgh. geol. soc.*, VII, 1899, pp. 298—312.
- Martinez J. D. Photometer method for studying quartz grain orientation. *Bull. Am. ass. petrol. geol.*, 42, 1958, pp. 588—608.
- Martins L. R. Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Journ. Sed. petrol.*, 35, № 3, 1965.
- Mason C. C., Folk R. L. Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis. *Journ. Sed. petrol.*, 28, № 2, 1958.
- Mast R. F., Potter P. E. Sedimentary structures, sand shape fabrics and permeability. Pt. II, *Journ. geol.*, 71, 1963.
- McCommon. Moment measures and the shape of size frequency distributions. *Journ. geol.*, 70, 1961, p. 89—92.
- McKee E. D. Small-scale structures in the Coconino sandstones of Northern Arizona. *Journ. geol.*, 53, № 5, 1945.
- McKee E. D. Flume experiments on the production of stratification and crossstratification. *Journ. Sed. petrol.*, v. 27, № 2, 1957.
- McKee E. D. Report on studies of stratification in modern sediments in laboratory experiments. U. S. Office Naval res. proj., nour 164, 1953, *Am. Journ. sci.*, v. 252, № 6, 1954.
- McKee E. D., Weir G. W. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geol. soc. Amer. bull.*, v. 64, № 4, 1953.
- McManus, Dean. A sieve calibration. *Journ. Sed. petrol.*, 33, № 4, 1963.
- Meson B. *Principles of Geochemistry*. N. Y., 1952.
- Middleton G. D. Size and sphericity of quartz grains in two turbidite formations. *Journ. Sed. petrol.*, v. 32, № 4, 1962.
- Otto G. H. A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analysis of sediments. *Journ. Sed. petrol.*, v. 9, 1939, pp. 62—76.

- O u i l i a n o f f N. Ripple marks croisees (rhomboides) et le probleme general de fossilisation des rides. Cr. Acad. sci., 254, № 1, 1902.
- P a c k h a m G. H. Volume-weight and number frequency analysis of sediments from thin-section data. Journ. geol., 63, № 1, 1955.
- P a s s e g a R. Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. Am. assoc. petrol. geol., v. 41, № 9, 1957.
- P a s s e g a R. Grain size representation by CM patterns as a geological tool. Journ. Sed. petrol., 34, № 4, 1964.
- P e l l e t i e r B. E. Pocono paleocurrents in Pennsylvania and Maryland. Bull. Geol. soc. Am., 69, 1033—1064, 1958.
- P e n t l a n d A. A method of measuring the angularity of sands. Royal soc. Canada, proc. and trans. (ser. 3) v. 21, p. XCIII, 1927.
- P e t t i j o h n F. J. Sedimentary rocks. 1 ed. N. Y., 1949, 2 ed. N. Y., 1957.
- P e t t i j o h n F. J. Paleocurrents of lake superior pre-cambrian quartzites. Bull. Geol. soc. Am., 68, № 4, 1957.
- P e t t i j o h n F. J. Paleocurrents and paleogeography. Bull. Am. assoc. petrol. geol., 46, № 8, 1962.
- P e t t i j o h n F. J., L u n d a h l A. C. Shape and roundness of lake Erie beach sands. Journ. Sed. petrol., v. 13, № 2, 1943.
- P i e r s o n A. L. A photomultiplier photometer for study of quartz grain orientation. Journ. Sed. petrol., 29, 1959, pp. 98—103.
- P i n c u s H. J. Some vector arithmetic operation on twodimensional orientation to geological data. Journ. geol., 64, 1956, 533—557.
- P l u m l e y W. Y. Black Hills Terrace gravels: a study in sediment transport. Journ. geol., v. 56, № 6, 1948.
- P o t t e r P. E., O l s o n J. Variance components of crossbedding direction in some basal Pennsylvanian sandstones of eastern interior basin (Geological application). Journ. geol., v. 62, № 1, 1954.
- P o t t e r P. E., P e t t i j o h n F. J. Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin, 1963.
- P o w e r s M. C. A new roundness scale for sedimentary particles. Journ. Sed. petrol., v. 23, № 2, 1953.
- P r e n t i c e J. E. The interpretation of flowmarkings and load-casts. Geol. mag., 93, № 5, 1956.
- P y e W. D., P y e M. H. Sphericity determination of pebbles and sand grains. Journ. Sed. petrol., v. 13, № 1, 1943.
- R a u p O. B., M i e s c h A. T. A new method for obtaining significant average directional measurements in crossstratification studies. Journ. Sed. petrol., 27, № 3, 1957.
- R e i c h e P. An analysis of cross-lamination the Coconino sandstones. Journ. geol., v. XLVI, № 7, 1938.
- R i l e y N. A. Projection sphericity. Journ. Sed. petrol., v. 11, № 2, 1941.
- R i t t e n h o u s e G. A visual method of estimating two-dimensional sphericity. Journ. Sed. petrol., v. 13, 1943, pp. 80—81.
- R i v i e r e A. L. L'interpretation rationnelle des spectres de tamisage des sediments sableux et la signification geologique des diagrammes. C R hebdom. seances Acad. sci., 204, 1937.
- R o b s o n D. A. New technique for measuring roundness of sand grains. Journ. Sed. petrol., v. 28, 1958.
- R o g e r s J. Reproducibility and significance of measurements of sedimentary size distributions. Journ. Sed. petrol., 35, № 3, 1965.
- R o s i n P., R a m m l e r E. Die Korzusammensetzung des Mahlgutes im Lichte der Wahrscheinlichkeitslehre. Kolloid Zeitschrift, v. 67, 1934, p. 16—26.
- R u s n a k G. A. The orientation of sand grains under conditions of «unidirectional» fluid flow. 1. Theory and experiment. Journ. geol., 65, № 4, 1957.
- R u s s e l R. D., T a y l o r R. E. Roundness and shape of Mississippi river sands. Journ. geol., v. 45, № 3, 1937.
- S a h u B. K. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. Journ. Sed. petrol., 34, № 1, 1964.

Schwarzacher W. Grain orientation in sands and sandstones. *Journ. Sed. petrol.*, 21, № 3, 1951.

Schwarzacher W. Cross-bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands East Anglia. *Geol. mag.*, № 5, 1953.

Sharp R. P. Wind ripples. *Journ. geol.*, v. 71, № 5, 1963.

Shepard F. P., Young. Distinguishing between beach and dune sands. *Journ. Sed. petrol.*, 31, 1961, p. 196—216.

Sherzer W. H. Criteria for the recognition of the various types of sand grains. *Bull. Geol. soc. Am.*, v. 21, 1910.

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

Shrewsbury J. B. Take another look at the surface for clues to stratigraphic traps. *Oil and gas*, v. 59, № 2, 1961.

Sidwell R. Triassic sediments in West Texas and Eastern New Mexico. *Journ. Sed. petrol.*, v. 15, № 2, 1945.

Sorby H. C. On the oscillation of the currents drifting sandstone beds of the Southeast of Northumberland. *Rep. proc. Geolog. and polytechn. soc. of the West Riding of Yorkshire*, 1853, p. 225—231.

Sorby H. C. *Quart. Journ. Geol. soc.*, v. 36, 1880.

Spencer D. W. The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. *Journ. Sed. petrol.*, 33, № 1, 1963.

Spotts J. H. Grain orientation and imbrication in Miocene turbidity current sandstones, California. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 2, 1964.

Stewart J. H. Origin cross-strata in fluvial sandstone layers in the Chile formation (Upper Triassic) on the Colorado Plateau. *Geol. prof. paper*, № 424-B, 1961.

Stokes W. L. Relation of sedimentary trends, tectonic trends and ore deposits in the Blanding district San Juan Country, Utah. *US Atom. en. com.*, RME-3093, pt. 1, 1954.

Tanner W. E. Paleogeographic reconstructions from crossbedding studies. *Am. assoc. petrol. geol.*, v. 39, № 12, 1955.

Tanner W. Size and roundness in sediments: a discussion. *Bull. Geol. soc. am.*, 67, v. 4, 1956, p. 535.

Tanner W. F. On occurrence of flat-topped ripple marks. *Journ. Sed. petrol.*, 28, № 1, 1958.

Tanner W. F. Modification of sediment size distributions. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 1, 1964.

Tanner W. F. Eolian ripple marks in sandstones. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 2, 1964.

Ten Haaf. Tectonic utility of oriented resedimentation structures. *Geol. en mijnbouw*, № 2, 1957.

Tester A. C. The Measurement of the shape of rock particles. *Journ. Sed. petrol.*, v. 1, № 1, 1931.

Thiel G. A. The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. *Journ. Sed. petrol.*, v. 10, № 3, 1940.

Thompson V. O. Original structures of beach, bars and dunes. *Bull. Geol. soc. Am.*, 48, № 6, 1937.

Towe K. M. Paleogeographic significance of quartz clasticity measurements. *Journ. geol.*, 71, № 6, 1963.

Trask P. D. Origin and environment of source sediments of petroleum. *Gulf. publ. Co. Houston*, 1932.

Trowbridge A. C., Mortimore M. E. Correlation of oil sands by sedimentary analysis. *Econ. geol.*, v. XX, № 5, 1925.

Trowbridge A. C., Shepard F. P. Sedimentation in Massachusetts Bay. *Journ. Sed. petrol.*, v. 2, 1932, p. 3—37.

Twenhofel W. H. The rounding of sand grains. *Journ. Sed. petrol.*, v. 15, № 2, 1945.

Udden I. A. Mechanical composition of clastic sediments. *Geol. soc. Am. Bull.*, v. 25, 1914, p. 655—744.

Van Orstrand C. E. Note on the representation of the distribution

of grains in sands. Committee on sedimentation: Research in sedimentation in 1924. Natl. Res. council, 1925, p. 63--67.

Wadell H. Volume, shape and roundness of rock particles. *Journ. geol.*, v. 40, № 3, 1932.

Wadell H. Sphericity and roundness of rock particles. *Journ. geol.*, v. 41, № 3, 1933.

Wadell H. Volume, shape and roundness of quartz particles. *Journ. geol.*, v. 43, № 3, 1935.

Walter J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Th. 1--3, Iena, 1891--1894.

Wasköm J. D. Roundness as an indicator of environment along the coast of parrhandle Florida. *Journ. Sed. petrol.*, v. 28, № 3, 1958.

Wendler R. Zur Frage der Quarz-Kornregelung von Psammiten. *Wiss. Z. Karl-Marx-Univ., Leipzig*, 5, 1956, 421--426.

Wentworth C. K. Method of computing mechanical composition types in sediments. *Bull. Geol. soc. Am.*, 40, 1929, p. 771--790.

Wickman F. E. The «total» amount of sediments and the composition of the average igneous rock. *Geochimica et cosmochimica*, 5, № 3, 1954.

Wolff R. G. The dearth of certain sizes of materials in sediments. *Journ. Sed. petrol.*, 34, № 2, 1964.

Wulf G. R. Trough cross-bedding. *Journ. Sed. petrol.*, v. 32, № 3, 1962.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава I. ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, ГРАНИЦЫ И ОБЪЕМ ПЕСЧАНЫХ ПОРОД . . . . .	6
Глава II. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ НАКОПЛЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ . . . . .	22
Глава III. О КЛАССИФИКАЦИИ СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ . . . . .	46
Глава IV. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ . . . . .	52
Глава V. МОРФОЛОГИЯ ПЕСЧАНЫХ ЧАСТИЦ . . . . .	111
Глава VI. ОРИЕНТИРОВКА ЗЕРЕН . . . . .	137
Глава VII. НАПЛАСТОВЫЕ И ВНУТРИПЛАСТОВЫЕ ТЕКСТУРЫ . . . . .	143
Глава VIII. ЗНАКИ РЯБИ . . . . .	171
Глава IX. СЛОЙЧАТОСТЬ . . . . .	190
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	232

**Валентин Николаевич  
Шванов**

### ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Ведущий редактор Л. Я. Русакова  
Технический редактор И. Г. Сидорова  
Корректор Е. А. Смирнова  
Переплет художника И. Г. Школьников

М-15279. Сдано в набор 23/I 1969 г. Подписано к печати 14/III 1969 г.  
Формат бумаги 60×90<sup>1/16</sup>. Печ. л. 15<sup>1/2</sup>. Усл. л. 15,5. Уч.-изд. л. 15,84. Изд. № 91  
Тираж 2300 экз. Бумага № 1. Заказ № 134. Индекс 1-3-1-Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. Ленинград, Ф-2, ул. Ломоносова, 22.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома  
Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

Цена 1 р. 02 к.