


О. А. БОРСУК

АНАЛИЗ
ЩЕБНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И ГАЛЕЧНИКОВ
ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ



23813

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

О. А. БОРСУК

АНАЛИЗ
ЩЕБНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
И ГАЛЕЧНИКОВ
ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ
(на примере Забайкалья)

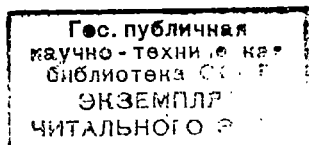


ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973

Борсук О.А., Анализ щелнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях (на примере Забайкалья)

В монографии рассматриваются состояние и возможности применения морфологического анализа обломочных частиц, методика сбора материала и его обработки в условиях Забайкалья. На базе полученных связей между морфометрическими параметрами обломков и природными условиями проведено расчленение грубообломочных рыхлых толщ.

ДН
3667



43-23813

Отв. ред. акад. К. К. МАРКОВ

0293 - 0315
Б 042 (02) - 73

© Издательство "Наука", 1973г.

БЗ - 88-11-72

ВВЕДЕНИЕ

Анализ рыхлых грубообломочных отложений представляет обязательный элемент геоморфологических исследований при изучении речных долин и их склонов. Петрографический состав, размер и форма обломков наряду с аналитическими данными о заполняющем пустоты или образующем основной фон осадков мелкоземе являются важнейшими характеристиками таких толщ. Весьма важную информацию об их происхождении несут и текстурные особенности грубообломочных формаций, которые прежде всего выявляются в пространственном распределении и в ориентировке обломков.

Существенным элементом анализа щебнистых и галечных образований является выяснение генетических соотношений грубых частиц и заполнителя. При этом нередко упускаются из виду определенные отличия в понятиях: происхождение обломков и происхождение грубообломочных толщ. Если первые возникают в результате процессов выветривания, то вторые, как правило, — результат их перемещения. В процессе транзита меняются состав, форма и текстурные особенности рыхлых образований. При этом нередко возникает сложное сочетание обломочных элементов, появившихся в различных условиях под действием разных процессов и, как правило, неодновременно. Таким образом, грубообломочная толща нередко являет собой полиморфное, полигенетическое и асинхронное образование.

Большинство современных аналитических и лабораторных методов направлено на изучение мелкозема. Сюда в первую очередь относятся спорово-пыльцевой, механический, минералогический и геохимический анализы. Исследование крупных фракций при этом отходит на второй план ввиду малой информативности. Наиболее часто анализируются петрографический состав и окатанность обломков, на основании чего делается вывод о дальности транзита и соотношении питающих провинций. Исследование формы обломков (их удлинения и уплощения), как правило, остается предметом любителей этого трудоемкого анализа. И в настоящее время довольно остро стоит вопрос об объеме информации этого анализа, его объективности и величине ошибок.

Грубообломочные толщи чрезвычайно широко распространены в условиях континентального климата. Нередко они составляют основной фон рыхлых отложений, коррелятных рельефу. Часто они представляют прямой объект эксплуатации в качестве сырья для строительных материалов (дорожный гравий, балластный материал, добавки при производстве бетона и т.п.). В других случаях они вмещают россыпи золота, касситерита и прочих полезных минералов. Таким образом, наличие и теоретические и прикладные задачи изучения этих отложений. Вместе с тем методика их изучения разработана недостаточно. Точнее, су-

шествует великое многообразие методик, что разобщает и без того небольшой объем полезных сведений. Нередко имеются и противоположные результаты и убеждения.

Предлагаемая ниже работа представляет собой опыт обобщения методических исследований, проведенных автором в составе Забайкальской экспедиции Географического факультета МГУ под руководством доктора географических наук, профессора Ю.Г.Симонова. Работа проводилась в связи с расчленением склоновых отложений различного генезиса, а также для сопоставления разрезов осадков, удаленных друг от друга. На опорных ключах последовательно изучались образование обломков, их изменение в склоновом и русловом транзите, прослеживался весь путь от обломка к гальке.

В своем исследовании автор шел от известного к неизвестному. Так, например, в начале работы в одном из районов исследовались отложения солифлюкционных склонов. Происхождение склонов и соответствующих им отложений устанавливалось по особенностям микрорельефа, наличию солифлюкционных фестонов, натечных террас и др. Затем изучались в нескольких точках отложения склонов, имеющих близкие морфологические черты, после чего устанавливалась степень сходства или различия формы обломков, их окатанности и ориентировки.

Морфометрические характеристики и ориентировка обломочных частиц изучались для выяснения условий, существовавших в период накопления осадков. Анализ петрографического состава аллювия и его окатанности использовался для определения дальности транзита обломочного материала.

Останавливаясь коротко на структуре работы, следует отметить, что в ней прежде всего рассмотрены литературные материалы, связанные с применением той или иной методики анализа галечников и обломочных частиц. Этому посвящена первая часть раздела "Современное состояние анализа обломочных частиц и методика сбора материала". В ней существующие методики рассматриваются с двух сторон: какую информацию дает применение того или другого метода для геоморфологического анализа и их трудоемкость. Далее излагается применявшаяся нами методика исследований. Здесь особое внимание обращается на то, что анализ галечников, как массовый анализ, требует определенных статистических приемов сбора и обработки материала. В разделе дается обзор используемых методов и показаны простейшие статистические приемы обработки результатов анализа. Во всех построениях использовано по нескольку проб, каждая из которых включает по 50-100 обломочных частиц.

Эффективность использования того или иного анализа и его объем зависят от целей и масштаба геоморфологических работ. Подчеркивается, что в морфометрическом анализе, как и в любом другом, применяемом в геоморфологических исследованиях, требование массовости, достоверности и однородности исследуемых совокупностей является необходимым. В противном случае все построения будут зависеть от вариаций объектов изучения, подчиняющихся единственному закону - закону случайности.

Описанию природных условий, в которых возникают и формируются толщи грубообломочных отложений Забайкалья, посвящены разделы: "Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород" и "Современные физико-географические условия". В первом из них показано распространение различных комплексов пород, даны их краткие литологические и возрастные характеристики, рассмотрены основные тектонические особенности изучаемых районов и некоторые инженерно-геологические характеристики слагающих их пород.

Второй содержит основные характеристики климата, гидрологического режима рек, распределения стока по сезонам, мерзлотных условий районов работ и краткое описание почв и растительности по зонам (поясам). Все эти данные помогают понять природные условия формирования обломочных частиц и их трансформации в процессе транзита.

Специальный раздел посвящен рельефу и рыхлым отложениям. Рельефообразующие процессы описаны с учетом концепции В.Пенка о триаде экзогенных процессов (выветривание - склон - русло), разобраны условия выветривания и перемещения материала в привершинном, склоновом и долинном поясах.

В разделе "Анализ шепнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях" изложены материалы, относящиеся как к методическим вопросам, возникающим в ходе исследований, так и литолого-геоморфологическим. К важнейшим элементам изучения обломков относится их крупность, затем следует их форма (в том числе и окатанность), далее - ориентировка. Влияние петрографического состава на прочие характеристики анализируется в каждом разделе. Выяснение закономерностей в морфометрических характеристиках современных отложений разных районов и поясов приводит к созданию базы для палеогеографического анализа. Основой такой базы является актуализм.

Раздел "Опыт применения анализа галек в палеогеоморфологических исследованиях" опирается на предыдущий. Все характеристики вещественного состава и расчленение отложений даны раздельно по районам - ключам. Всего было изучено четыре ключа, на которых было проведено около 70 000 замеров галек и обломков. На гальку пришлось 55 000 замеров, остальные 15 000 - на обломочные частицы склоновых отложений. На основе проведенного анализа удалось провести расчленение толщ, а также сопоставить их между собой и установить несколько этапов развития рельефа.

В "Заключениях" приведены основные морфометрические характеристики обломочных частиц и галек, показано их изменение в различных условиях и намечены пути дальнейшего исследования галек и обломочных частиц по другим параметрам.

Автор приносит благодарность доктору географических наук профессору Ю.Г.Симонову за помощь при написании работы, а также многолетнее руководство исследованиями автора. Пользуясь случаем, хотелось бы выразить благодарность и сотрудникам Забайкальской экспедиции, оказавшим большую помощь в работе, персональную благодарность А.А.Лукашову и Л.Т.Кузнецовой, а за помощь в оформлении работы - К.В.Берковичу и Г.К.Шербо.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АНАЛИЗА ОБЛОМОЧНЫХ ЧАСТИЦ И МЕТОДИКА СБОРА МАТЕРИАЛА

Анализ обломочных частиц и галек возник в литологии с изучением грубообломочных пород. Основными объектами исследования на первом этапе были крупность и петрографический состав обломочных частиц, а также качественное описание их окатанности. По мере углубления изучения грубообломочных толщ, многие из которых имели мощность в сотни метров – первые километры, возникали вопросы разделения их на отдельные свиты, подсвиты, пачки и т.п. Такое разделение потребовало применения более тонких методик и большего объема информации. Наряду с увеличением объема информации встал вопрос об улучшении интерпретации полученных материалов. Запросы практики привели к постановке лабораторных работ по изучению количественных характеристик обломочных частиц и увязыванию их с условиями накопления.

Многообразие применяемых методик морфометрии обломочных частиц требует выбора наиболее рационального их комплекса, который позволил бы с наименьшей затратой сил получить максимум полезной информации. Эта задача требует рассмотрения существующих приемов и методов измерения и описания обломочных частиц, а также расчетов различных коэффициентов, используемых для их сопоставления.

Анализ петрографического состава галек

По петрографическому составу галечники Л.Б.Рухиным (1961) подразделены на олигомиктовые и полимиктовые. Олигомиктовые характеризуются сравнительно однообразным петрографическим составом и местами представлены лишь гальками пород, наиболее устойчивых против выветривания. Полимиктовые галечники довольно разнообразны по составу. К группе полимиктовых галечников относятся чаще всего аллювиальные отложения, которым в основном посвящено наше исследование.

Петрографический состав галек изучается давно, поэтому методика его исследования достаточно устоялась. Если в первых работах, посвященных изучению петрографического состава галек, не учитывалось влияние размера галек на петрографический спектр пород, то позже были выделены ограничения фракций, в которых следует изучать петро-

графический состав галек и обломков. Благодаря исследованиям, выполненным Н.Б.Вассоевичем (1956, 1958), было введено изучение петрографического состава галек по узким гранулометрическим классам. Он впервые достаточно четко показал, как меняется петрографический спектр в зависимости от размеров галек. Н.Б.Вассоевич (1958) при изучении петрографического состава советует выделять не менее 5 и не более 10 групп пород.

Петрографический состав галек изучают чаще всего в полевых условиях. Для более точного определения собирается коллекция горных пород для микроскопического определения в шлифах. С.Г.Саркисян и Л.Т.Климова (1955) советуют отбирать на микроскопический анализ каждую пятую гальку, но при этом анализ становится чрезвычайно дорогим. Очень важно при изучении петрографического состава пород отмечать все изменения породы и прежде всего степень ее выветрелости и ожелезненности. Для характеристики выветрелости можно использовать следующую градацию: слабо-, средне- и сильновыветрелые (Баженов, 1952, 1953, 1961). Также следует отмечать степень ожелезнения - слабо- и сильноожезненные породы. Характеристики выветрелости и ожелезненности свидетельствуют, по мнению Б.Н.Баженова, о климатических условиях формирования отложений.

В области интерпретации результатов анализа состава пород следует отметить работы А.В.Хабакова (1933), В.П.Батурина (1947), В.И.Попова (1950), С.Г.Саркисяна и Л.Т.Климовой (1955) и многих других. В этих работах на основе изучения петрографических спектров пород делаются выводы по изменению во времени питающих провинций бассейнов. Так, в работе А.П.Дедкова и Г.П.Бутова (1966) сделана интересная попытка восстановления снесенного слоя осадочных пород на Приволжской возвышенности с использованием данных о петрографическом составе древних галечников и о мощностях осадочных пород региона.

Анализ формы обломков

Описание формы обломочных частиц состоит из двух элементов: соотношения трех основных размеров обломков (гальки) и степени округления контура обломочной частицы, ее окатанности. Эти два элемента в работе называются морфометрической характеристикой обломочных частиц (галек). В задачу морфометрии мы включаем совокупность приемов измерения количественной характеристики формы обломочных частиц и интерпретации получаемых при этом данных. Это соответствует понятию, вложенному в данный термин его авторами Х.Позером и Ж.Ховерманном (Pöser, Hovermann, 1952) и А.Б.Вистелиусом (1960). И.Ф.Бурлай (1963) для тех же целей использует термин морфологические характеристики или критерии. Подавляющее большинство исследователей (Гриднев, 1949, 1962 а и б; Попов, 1956; Хабаков, 1948 а и б; Blenk, 1960, и др.), говоря о форме обломков, имеют в виду только степень их округленности, т.е. степень приближения к

правильному геометрическому телу. Некоторые из исследователей (Вассоевич, 1956 а, 1958; Хабаков, 1933; Яковлева, 1955; Cailleux, Tricart, 1964, и др.) наряду с окатанностью и округленностью рассматривают и внешний вид – геометрический облик обломка (призму, пирамиду и т.д.).

Геометрическая форма обломочных частиц

Под геометрической формой обломочных частиц мы понимаем соотношение их трех самых длинных взаимно перпендикулярных осей (рис. 1) по которым проводится измерение основных размеров обломочных частиц (галеk) – длины (a), ширины (b), толщины (c). Методика таких замеров была изложена в работах И.А.Преображенского (1940) и А.Кайе (Cailleux, 1952).

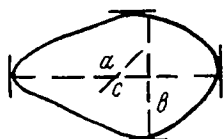


Рис. 1. Расположение главных осей гальки.

В проведении замеров нет какой-либо методической сложности, различные авторы проводят их с разной точностью. Наиболее часто употребляется для замеров штангенциркуль с ценой деления 1 мм. Проведение измерений обломочных частиц – это всегда лишь первая стадия работы. Как сделать многочисленные замеры сравнительными между собой? Для этого предложено большое количество различных коэффициентов. Заметим, что существуют два подхода к характеристике формы обломочных частиц на основе замеров трех основных его осей. Первый подход заключается в попытке выразить при помощи одного коэффициента форму обломочной частицы в целом или какую-то наиболее существенную ее характеристику, например уплощенность. Второй рассматривает форму обломочной частицы с помощью двух или даже трех коэффициентов, часто связанных друг с другом.

Рассмотрим группу коэффициентов, с помощью которых различные авторы пытаются получить ту или иную частную характеристику обломочной частицы, например уплощенность, изометричность и т.п.

Коэффициент уплощенности Хабакова отражает, насколько уплощена обломочная частица. Он равен отношению толщины к ширине $\frac{c}{b}$. Этот коэффициент может быть записан и в другом виде: $\frac{b}{c}$, но пользование первым соотношением удобнее, так как все значения его укладываются между 0 и 1.

Коэффициент уплощенности Уинворта – Кайе пользуется наибольшей известностью. Он вычисляется по формуле

$$K_{упл} = \frac{a + b}{2c} \quad (1)$$

или по формуле, предложенной Н.Б.Вассоевичем (1958),

$$K'_{\text{упл}} = \frac{a+b}{2c} - 1. \quad (2)$$

Этот коэффициент сборный, так как уплощение по нему определяется из суммы двух соотношений: a/c и b/c . При сравнении этого коэффициента с коэффициентом уплощенности Хабакова выявляется интересная закономерность его изменения (рис. 2). Чем сильнее удлинены обломки (гальки), тем больше различия коэффициентов. График дает веер линейных связей для обломочных частиц разной длины.

Н.Б.Вассоевич (1958) пишет о том, что оба коэффициента неудачны, так как могут быть одинаковы для обломков разной формы (табл. 1).

Несмотря на это обстоятельство, многие авторы пользуются коэффициентом уплощенности Уинворта-Кайе, и поэтому Н.Б.Вассоевич сохраняет его, внося лишь небольшое изменение в формулу. По степени уплощенности он выделяет шесть классов обломков (табл. 2).

Таблица 1

Равные значения коэффициента уплощения Уинворта-Кайе для обломочных частиц разной формы

a	b	c	$\frac{a+b}{2c}$
3	3	1	3
4	2	1	3
5	1	1	3

Таблица 2

Градации формы обломков по степени уплощенности (по Вассоевичу, 1958)

Неуплощенные	Очень слабо уплощенные	Слабо уплощенные	Умеренно уплощенные	Сильно уплощенные	Очень сильно уплощенные
0-0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-5,0	5,0

В работах французских исследователей Ж. Трикара (Tricart, 1955), Ж.Трикара, Ф.Жоли и Р.Рейналя (Tricart, Joly, Reynal, 1955) предлагается в каждой пробе вычислять процент галек разной степени уплощенности, рассчитанной по формуле Уинворта-Кайе по вполне определенным классам ($K_{\text{упл}} > 1,5$; $> 2,5$), после чего делаются сопоставления и определяются условия формирования рыхлых отложений.

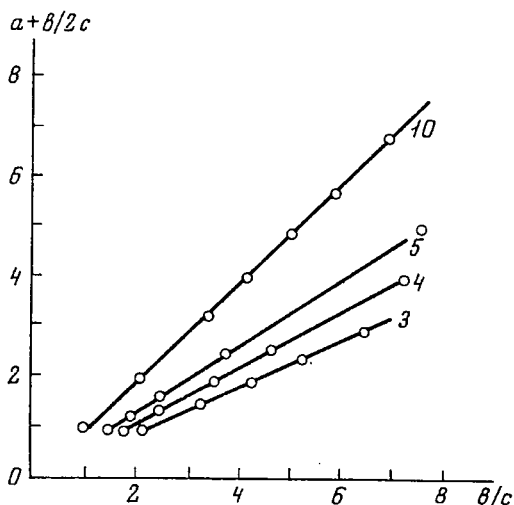


Рис. 2. Связь между коэффициентами уплощенности Уинворта-Кайе ($\frac{a+b}{2c}$) и А.В.Хабакова ($\frac{b}{c}$).

Цифрами 3, 4, 5, 10 указана ширина обломочных частиц

Подобный подход целесообразно сохранить, так как французской школой исследователей грубообломочных отложений уже накоплен и опубликован значительный по объему материал. Однако следует пользоваться и коэффициентом уплощенности А.В.Хабакова, так как только отношение c/b дает однозначное определение уплощенности.

Коэффициент удлиненности предложен Н.Б.Вассоевичем. Он определяется по формуле

$$K_d = \frac{2a}{b+c} - 1 \quad (3)$$

или по более простой формуле

$$K_d = \frac{a}{b} - 1. \quad (4)$$

По степени удлиненности (вытянутости), вычисленной по формуле (3), Н.Б.Вассоевич разделяет обломки на шесть классов (табл. 3).

Таблица 3

Градации формы обломков по степени удлиненности (по Н.Б.Вассоевичу, 1958)

Неудлиненные	Очень слабо удлиненные	Слабо удлиненные	Умеренно удлиненные	Сильно удлиненные	Очень сильно удлиненные
0,0-0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-5,0	5,0

Аналогичные градации формы обломков по степени удлиненности созданы Н.Б.Вассоевичем и для коэффициентов, полученных по формуле (4).

По табл. 4 хорошо видно, что обломки разной формы при пользовании коэффициентом удлиненности (3) дают одно и то же значение. Аналогичную таблицу нетрудно подобрать, пользуясь вычислениями по формуле (4).

Таблица 4

Равные значения коэффициентов удлинения для обломков разной формы

a	b	c	$\frac{2a}{b+c} - 1$
10	9	1	1
10	7	3	1
10	5	5	1

Таблица 5

Равные значения коэффициента Гуго для обломков разной формы

a	b	c	$\sqrt{\frac{c}{a-b}}$
4,0	4,0	1,0	0,25
5,0	3,2	1,0	0,25
8,0	2,0	1,0	0,25

Таким образом, коэффициент удлиненности имеет те же недостатки, что и коэффициент уплощенности. Это относится к обеим формулам Н.Б.Вассоевича с той лишь разницей, что при вычислении по ним коэффициента удлиненности обломка абсолютно изометричной формы (шар, куб) $K = 0$.

Коэффициент формы Гуго (Blenk, 1960) вычисляется по формуле

$$K_{\phi} = \sqrt{\frac{c}{a-b}} \quad (5)$$

Коэффициент Гуго определяет меру уплощенности обломков. Но он страдает тем же недостатком, что и коэффициенты Уинворта-Кайе и Вассоевича, а именно - обломки разной формы могут иметь одно и то же значение K_{ϕ} (табл. 5).

Коэффициент Гуго чутко реагирует только на изменение уплощенности обломков. Широкое его применение вряд ли целесообразно, так как при указанном недостатке им одним невозможно охарактеризовать полностью форму обломков (галеk).

Коэффициент изометричности, введенный А.А.Кухаренко (1947) для характеристики формы обломочных частиц

$$K_{и} = \frac{a}{a-b} \quad , \quad (6)$$

представляет собой коэффициент уплощенности Уинворта-Кайе, но с нормировкой не по оси c , а по оси b . Из-за этого изменения величина коэффициента ($K_{и}$) колеблется около 1. Преимущества этого коэффициента неясны. Недаром он критиковался в работах Н.Б.Вассоевича

(1958) и А.Б.Вистелиуса (1960), хотя некоторые исследователи (Рухин, 1959; Саркисян, Климова, 1955) рекомендуют использовать его при геологических исследованиях.

Коэффициент анизотрии Н.Б.Вассоевич (1958) предлагает вычислять по формуле

$$K_a = \frac{a - c}{a + b + c} \cdot 100\% . \quad (7)$$

Особенность этого коэффициента состоит в том, что он сильнее реагирует на слабую, чем на сильную анизотрию, т.е. темп увеличения значения K_a снижается по мере нарастания степени анизотричности обломочных частиц.

Н.Б.Вассоевич предлагает освободиться от этого недостатка, приняв за меру анизотричности сумму двух коэффициентов удлиненности и уплощенности, которая записывается в виде формулы

$$K_a = \frac{b}{c} - 2 . \quad (8)$$

Коэффициент анизотричности показывает степень, а не типы анизотричности. Тип анизотричности хорошо характеризуется двумя коэффициентами - уплощенности и удлиненности. По типу анизотричности различают девять категорий обломочных частиц (табл. 6).

Таблица 6

Типы формы (анизотрии) галек (Пейн, 1942, цитируется по Вассоевичу, 1958)

	I-Дисковидные	II-Сплюсненно-сфероидальные	III-Сферические
Удлинение (b/a)	IV-Плосковытянутый диск	V-Плосковытянутые сфероидальные	VI-Продолговатосфероидальные
	VII-Плосковытянутые	VIII-Вытянутые стержни	IX - Равные
	Уплощение (c/b)		

Сходное, но более простое деление предложил Т. Цинг (Zing, 1935), ограничившись четырьмя типами формы обломков.

Многие исследователи в своей работе пользуются не одним, а несколькими коэффициентами формы обломочных частиц (по типу соотношения b/a и c/b или a/b и b/c , что позволяет характеризовать форму в целом. К применению двух коэффициентов склоняется большинство немецких исследователей, занимающихся морфометрией обломков и галек (табл. 7).

Таблица 7

Наиболее часто используемые коэффициенты формы
обломочных частиц

Исследователь	a/c	b/c	a/b	c/a	c/b	b/a
Цинг (Zing, 1935)					x	x
Позер и Ховерманн (Poser, Hovermann, 1952)			x		x	x
Валетон (Valeton, 1955)					x	
Бленк (Blenk, 1960)				x	x	

Использование соотношений b/a и c/b более удобно, так как они меняются в пределах от 0 до 1 в отличие от соотношения a/b и b/c , изменяющихся в пределах от 1 до неопределенно больших величин.

Формулы, позволяющие оценить соотношение обломочных частиц разных форм в выборке. При изучении больших совокупностей галек, когда требуется определить преобладание уплощенных, удлиненных и т.п. обломочных частиц или их соотношение в совокупности, используется формула Нида и Фолка (Speed, Folk, 1958)

$$FR = \frac{8(CP - CE) + 2(P - E) + 4(VP - VE)}{2N}, \quad (9)$$

где гальки: CP — уплощенные эллипсоиды; CE — удлиненные эллипсоиды; P — диски; E — жезлы; VP — таблитчатые; VE — удлиненные гальки, а N — общее количество галек в выборке.

Кроме этого коэффициента Ю.Г.Симоновым был предложен и нами с ним совместно (Борсук, Симонов, 1964) проверен коэффициент динамики формы, который наряду с соотношением обломков различной формы, дает представление и об изменении формы в процессе измельчения. Этот коэффициент записывается в виде формулы

$$K_{д.ф.} = \frac{K_{д\max} - K_{д\min}}{K_{п\max} - K_{п\min}}, \quad (10)$$

где $K_{д\max}$ — обломок с максимальным удлинением;
 $K_{д\min}$ — обломок с минимальным удлинением;
 $K_{п\max}$ — обломок с максимальным уплощением;
 $K_{п\min}$ — обломок с минимальным уплощением;
 $K_{д.ф.}$ — коэффициент динамики формы.

Если это отношение больше единицы, то преобладает процесс удлинения, если меньше, то процесс уплощения. Знак коэффициента динамики формы зависит от знака числителя и знаменателя. Если $K_d > 1$ - знак принимается по знаку числителя, если $K_d < 1$ - по знаку знаменателя.

Заканчивая обзор многочисленных коэффициентов формы обломочных частиц, подчеркнем еще раз значение двух или трех простых коэффициентов, определяющих полностью основную геометрическую форму. Частные коэффициенты могут быть рекомендованы для специальных работ с более или менее однородными по форме гальками или для определения отдельных особо важных их характеристик (например, уплощенности).

Кроме геологических (палеогеографических) исследований форма обломочных частиц изучалась в гидрогеологии И.Ф.Бурлаем (1963). Он использовал для определения формы два отношения c/b и c/a . Первое из них названо критерием уплощенности, а второе - критерием удлиненности.

Окатанность (округленность)

Согласно принятой терминологии эти понятия разделяются. Термин "окатанность" употребляется для характеристики сглаженности контура обломочной частицы в процессе транспортировки в потоке, а термин "округленность" - в процессе выветривания и склонового перемещения. Подобное разделение существует в немецкой геоморфологической литературе (Blenk, 1960), где употребляются два термина "die Abrundung" - округление и "die Abrollung" - окатывание.

Окатанность и округленность обломочных частиц определяются различными способами. Одна группа методов основана на специальных измерениях и вычислениях, а другая - на визуальной оценке степени окатанности, определяющейся по балльной шкале. Метод балльной оценки получил широкое распространение, особенно в последнее время, но он не заменяет целиком точных количественных оценок, получаемых путем измерений округленности.

Количественные оценки окатанности обломочных частиц восходят к работам Уинворта (Wentworth, 1919). Все они сводятся к измерению одного, двух или всех закруглений гальки и отнесению их к длине гальки или эквивалентному диаметру.

Коэффициент окатанности галек Уинворт предлагает вычислять так:

$$W = \frac{2r_1}{\sqrt[3]{a \cdot b \cdot c}} \quad (11)$$

где W - коэффициент окатанности; r_1 - радиус кривизны самого острого края гальки; $\sqrt[3]{a \cdot b \cdot c}$ - среднегеометрический размер обломочной частицы.

В дополнение к коэффициенту W автор предлагает измерять коэффициент W_1 :

$$W_1 = \frac{r_2}{R}, \quad (12)$$

где $R = \sqrt{\frac{a \cdot b \cdot c}{2}}$; r_2 - радиус кривизны в наиболее выпуклом месте наиболее плоской из ограничивающих гальку поверхностей.

Коэффициент окатанности галек Вадела (Wadell, 1932) относится к очень точным, но весьма трудоемким методикам. Он предложил выражать его формулой:

$$R' = \frac{N}{\sum \frac{R_0}{r_i}}, \quad (13)$$

где R - коэффициент округленности;
 R_0 - радиус круга, вписанного в изображение обломка;
 r_i - радиусы закруглений на контуре частицы, имеющей меньшую кривизну, чем вписанный в изображение круг;
 N - общее число измеренных радиусов закруглений.

Измерения производятся по зарисовкам с помощью специального трафарета (рис. 3). Техника измерений показана на рис. 4 (из работы А.Б.Вистелиуса, 1960).

Коэффициент притупленности галек по Кайе (Cailleux, 1952) нашел широкое применение, особенно в работах европейских литологов и геоморфологов. Он записан им в следующем виде:

$$K_c = \frac{2r}{L} \cdot 1000, \quad (14)$$

где r - радиус наиболее острого края обломка;
 L - наибольшая длина обломка (в нашем обозначении a).

По существу этот коэффициент близок к коэффициенту Уинворта (1919), изменяется он от 1 до 1000.

Коэффициент окатанности галек по Кайзеру (Keiser, 1956) несколько иной

$$K = \frac{r}{cd}, \quad (15)$$

где r - радиус наиболее острого края обломка;
 c - длина (в нашем обозначении a);
 d - ширина (в нашем обозначении b).

Коэффициент окатанности галек по Кюнену (Kuonen, 1956) записывается в виде:

$$K = \frac{r}{R}, \quad (16)$$

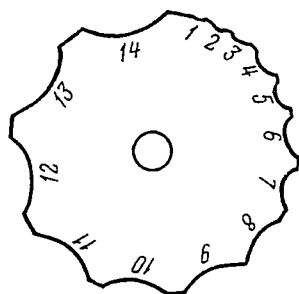


Рис. 3. Шаблон для измерения радиусов закругления у галек (цифрами указаны радиусы в мм)

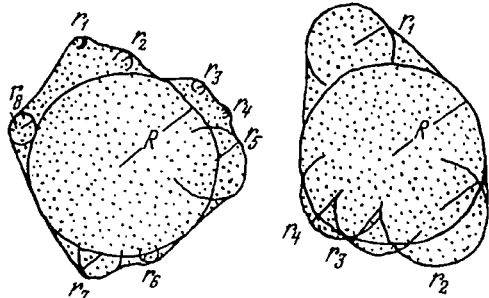


Рис. 4. Схема измерений окатанности галек (Wadell, 1932)

где r - радиус кривизны в наиболее выпуклом месте оси b ,

$$R = \frac{\sqrt{a \cdot b \cdot c}}{2}. \quad (17)$$

Наиболее широкое применение в работах европейских исследователей имеет коэффициент Кайе (14).

Балльные характеристики окатанности галек. Кроме количественных характеристик, основанных чаще всего на измерениях радиусов закругления обломочных частиц, начиная с работы В.Мекки (Masky, 1899), разрабатывается и совершенствуется методика балльной классификации галек по степени окатанности. В.Мекки, изучая пески, разделял обломочные частицы на три класса: округлые, полуугловатые и угловатые. Округлые обломочные частицы характеризовались тремя баллами, полуугловатые - двумя и угловатые - одним.

В.А.Апродов, а за ним и Л.В.Пустовалов (1940) дают свою шкалу, разбивая гальки по степени окатанности на четыре типа: I - остроугольные обломки; характерно присутствие острых ребер; II - плохо окатанные обломки; ребра на обломках выражены резко, но закруглены; острые углы отсутствуют; III - среднеокатанные обломки; ребра на обломках выражены слабо и имеют очень расплывчатые округлые очертания; IV - хорошо окатанные обломки; ребра совершенно отсутствуют или различаются очень слабо.

Близкая классификация была предложена немецким исследователем Г.Рейхельтом (Reichelt, 1961). Он выделил четыре категории по следующим признакам: I - ребристые - гальки удлиненные или уплощенные, неправильной формы, больше половины ребер и углов острые, поверхность раковистая или грубозернистая; II - ребристо-округлые - гальки удлиненные или уплощенные, свыше половины ребер и углов сглажено, но ребра остаются заметными, поверхность галек неправильная; III - округленные - поверхность граней выпуклая и имеет только небольшие неправильности, отполирована, ребра отчасти еще

заметны, форма галек яйце- и чечевицеобразная; IV - сильно округленные - поверхность граней выпуклая, отполированная. Как минимум в двух плоскостях дает округлую форму; форма гальки круглая, яйце- или чечевицеобразная.

В 1948 г. А.В.Хабаков предложил пятибалльную шкалу для разделения обломочных частиц по степени окатанности: 0 - остроугольные обломки (щебень); 1 - угловатые гальки с обтертыми ребрами; 2 - угловато-окатанные (субингулярные) гальки с обтертыми ребрами, но еще сохранившие первоначальную огранку; 3 - гальки хорошо окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной формы; 4 - превосходно окатанные гальки.

Аналогичное разделение по степени окатанности обломочных частиц проведено американскими и английскими геологами, которые также пользуются пятибалльной шкалой окатанности. Возможны и другие классификации, например, десятибалльная (Саркисян и Климова, 1955), но они приводят к увеличению субъективизма. Некоторые классификации сопровождаются альбомом фотографий галек разной окатанности (в баллах), что, безусловно, увеличивает точность визуальных определений.

Мы пользуемся в работе классификацией А.В.Хабакова, внося небольшое добавление для более четкого разделения хорошо и превосходно окатанных галек. Если два сечения гальки из трех (по трем взаимно перпендикулярным плоскостям) являются правильной геометрической фигурой, относим ее к четвертому классу окатанности (шар, диск, эллипсоид вращения и т.п.), если нет - к третьему.

Затруднения возникают при определении окатанности расколотых галек. У расколотой гальки одна часть сохраняет следы окатанности, а вторая будет иметь остроугольные неокатанные ребра. Твердо установленного правила отнесения битых галек в какой-либо класс нет. Одни исследователи предлагают снижать класс окатанности битых галек на единицу по сравнению с исходным, другие считают, что гальку надо отнести к классу окатанности согласно характеру поверхностей, возникших после раскола, третьи предлагают относить битые гальки к классу, к которому они принадлежали до раскола. Хотя С.Г.Саркисян и Л.Т.Климова (1955) считают, что восстановить исходный облик разбитой гальки трудно, опыт полевых работ показывает, что это возможно по крайней мере в 95% случаев. Поэтому нами используются при анализе и битые гальки, для которых восстанавливается их окатанность до раскалывания.

Для выражения числовой характеристики окатанности галек служит коэффициент, предложенный А.В.Хабаковым (1948а) и записанный им в виде формулы

$$K_{ок} = \frac{0 \cdot n_1 + 1 \cdot n_2 + 2 \cdot n_3 + 3n_4 + 4 \cdot n_5}{\sum_{i=1}^5 n_i}, \quad (18)$$

где $n_1; n_2; n_3; n_4; n_5$ - количество галек в каждом классе окатанности.

Гос. публичная
научно-техническая
Библиотека СССР
ЭКЗЕМПЛЯР

Для выражения окатанности в процентах вычисленные по формуле значения умножают на 25. Галечник, состоящий только из галек четвертого класса окатанности, характеризуется 100%-ной окатанностью, неокатанный обломочный материал даст нулевую окатанность.

Таким образом может быть осуществлен переход от балльной характеристики отдельных галек к характеристике всей выбранной совокупности галек через единый коэффициент. Но при проведении исследования встает вопрос о точности балльной характеристики галек по сравнению с другими, более тонкими методами определения окатанности, например коэффициентом Кайе. Рассмотрим этот вопрос с привлечением материалов, опубликованных В.П.Чичаговым (1959) и Г.Рейхельтом (Reichelt, 1961). Оба автора поставили задачу исследовать вопрос о соответствии визуального определения степени окатанности с количественным определением окатанности, полученным по формуле Кайе. В.П.Чичагов пришел к выводу, что наиболее хорошие совпадения с очень малыми перекрытиями значений $K_{ок}$ Кайе получаются для галек 0-го и 3-го классов, в 1-м и 2-м классах при сопоставлении визуальных характеристик с индексами Кайе до трети галек может быть отнесено с равным успехом и к 1-му и ко 2-му классу. Расхождения между определениями по двум методикам В.П.Чичагов объясняет тем, что при изучении галек по методике Кайе детально исследуются ребра галек и степень их закругления, а при визуальной оценке большое внимание уделяется изучению поверхности галек.

На основе анализа соотношений значения индексов Кайе и визуальных оценок окатанности Г. Рейхельт пришел к выводу, что ребристым обломкам (1-й класс) соответствуют индексы окатанности от 0 до 75, ребристо округленным (2-й класс) от 76 до 200, округленным (3-й класс) – от 201 до 400 и хорошо округленным > 400 . Стандартное отклонение составляет $\pm 7,4\%$.

Ориентировка обломочных частиц и галек

Ориентировка обломочных частиц и галек в осадочных толщах способствует решению задач "динамической палеогеографии" и помогает решить вопрос об источниках и условиях сноса. При полевом изучении ориентировки обломочных частиц и галек приводят два типа измерений ориентировок – ориентировку наибольшей плоскости гальки (плоскости $A \times B$) и ориентировку длинных осей обломочных частиц и галек (A).

Н.Б.Вассоевич (1956) называет ориентировку наибольшей плоскости обломочной частицы первой или абсолютной ориентировкой, а ориентировку длинных осей галек – второй ориентировкой.

Абсолютную ориентировку можно условно именовать падением обломочных частиц и документировать азимутом падения и углом падения плоскости $A \times B$. Изучение ориентировки заметно уплощенных обломков производится легко и дает обычно наиболее ценные результаты при анализе отложений водных потоков и морских отложений (Саркисян, Климова, 1955).

Вторая ориентировка – ориентировка длинных осей обломков – дает ценные результаты при изучении склоновых (Борсук, Симонов, 1964; Рухина, 1956) и ледниковых отложений (Яковлева, 1955, 1956), где абсолютная ориентировка не играет такой большой роли. При измерении ориентировки длинных осей галек измеряется азимут простираения длинной оси обломка (А). Точность измерения горным компасом ориентировки гальки из-за неровной поверхности 3–5°.

Многочисленные натурные и экспериментальные работы по изучению ориентировки длинных осей галек в потоке в последние годы позволяют сделать вывод о возможности определения скорости потока, отложившего гальку, по величине угла наклона ее максимальной плоскости.

Резюмируя, можно отметить:

1. Рассмотрение методов, применяемых в морфометрии обломочных частиц, приводит нас к выбору наименее трудозаточного и наиболее достоверного их комплекса, включающего анализ петрографического состава, формы обломков и их ориентировки.

2. Усложнение методов, как правило, не ведет к увеличению надежности выводов, а тем более объема полезной информации.

3. Многие из рассмотренных коэффициентов и классификаций похожи друг на друга или даже корреляционно связаны друг с другом. Мы выбирали наиболее простые, имеющие четкий геометрический смысл.

4. Ориентировку обломочных частиц, судя по обширным литературным данным, следует измерять разными методами в аллювиальных и склоновых отложениях. В аллювиальных отложениях наибольшая информация может быть получена при исследовании ориентировки плоскости наибольшего сечения галек (А×В), а в склоновых – ориентировки длинных осей (А) обломочных частиц.

Методы измерения и обработки

Сбор материала для анализа грубообломочных отложений (склоновых и аллювиальных) со времени своего возникновения в конце XIX-начале XX в. был массовым. Это и понятно, так как о крупности, окатанности и иных характеристиках рыхлых отложений нельзя судить по одной-двум случайно выбранным обломочным частицам. Визуальное же разделение монотонных грубообломочных толщ зачастую оказывалось далеко не достаточным, тем более что для сравнения подобных толщ в различных районах требовались более объективные показатели. Такими показателями оказались такие характеристики грубообломочных отложений, как крупность, окатанность, форма обломочных частиц, петрографический состав.

Крупность отложений определяется методами расситовки или грохочения, а также полевыми замерами с помощью линейки или штангенциркуля. Нами выделяются в соответствии с принятыми в инженерной геологии классификациями гальки (фракция 10–100 мм), валуны (100–1000 мм) и глыбы (1000–10000 мм). В свою очередь каждая из выделенных фракций подразделяется на мелкую, среднюю и крупную (с гра-

нцами 10–25, 25–50, 50–100 мм; 100–250, 250–500, 500–1000 мм; 1000–2500, 2500–5000, 5000–10000 мм).

Для анализа нами отбиралась фракция 10–100 мм, так как обломочные частицы такого размера встречаются в Забайкалье во всех изучаемых типах рыхлых отложений. Детальное изучение именно этих фракций общепринято. Мелкие обломки и гальки (фракция 10–25 мм) вследствие того, что они в нашем районе легко сапропелитизируются (превращаются в хрящ, комочки неправильной формы), для изучения оказались непригодны. Для детального морфометрического анализа нами была выбрана фракция средней щебенки (гальки) размером в 25–50 мм, так как обломки данных размеров встречаются почти во всех генетических типах изученных отложений. Более крупные обломки практически очень плохо извлекались в кернах при бурении рыхлых толщ.

Для получения характеристики формы обломочных частиц измерялись длина (а), ширина (b), толщина (с) обломочных частиц по методике, предложенной И.А.Преображенским (1940) и А.Кайе (Cailleux, 1945, 1952, 1961), и определялась их окатанность. Ошибка измерения равна ± 1 мм. На основании замеров были вычислены коэффициенты формы обломочных частиц – уплощения (с/b) и удлинения (b/a). Выбор именно этих коэффициентов был связан с тем, что они наиболее чутко отражают изменение формы в зависимости от условий и были свободны от недостатков более сложных коэффициентов (Борсук, 1963).

Характеристика окатанности (округления) гальки определялась нами по пятибалльной шкале А.В.Хабакова (1948а). Битая галька выделялась особо, при расчетах коэффициента окатанности она записывалась в класс, к которому принадлежала до раскалывания. Общий коэффициент окатанности рассчитывался по формуле Хабакова, но только не в процентах, а в баллах. Возможная ошибка при определении класса окатанности (округленности) – один балл.

Ориентировка обломочных частиц в пространстве определялась прежде всего путем измерения ориентировки длинных осей обломочных частиц и угла их наклона. Измерения производились горным компасом, точность при определении азимута простирания длинной оси обломков составляла 5° , при определении угла падения 2° . Эта ошибка возникает из-за неровности поверхности обломочной частицы. При документации углов наклона оси в журнале сразу отмечалось их соотношение с углом наклона склона. При угле наклона оси А большем, чем угол наклона склона, ставился знак "+", при угле, меньшем угла падения склона, ставился знак "-".

Обработка измерений заключалась в построении роз углов наклона и роз азимутов простирания длинных осей обломочных частиц. После этого вносилась поправка на угол наклона склона и азимут его падения и получалась характеристика ориентировки обломочных частиц относительно поверхности склона.

В аллювиальных отложениях измерялась ориентировка (азимут падения и угол падения) плоскости наибольшего сечения галек (А × В). Обработка измерений проводилась на круговых диаграммах. Кроме того, при изучении галечников был собран материал и по ориентиров-

ке длинных осей галек для привязки данных, полученных на реках Забайкалья, к тому большому материалу, который накоплен сейчас в лабораториях и при изучении галечников в различных природных условиях.

Изометричные гальки не измерялись, но, как показывает опыт, таких галек в природе не так уж много.

Требования статистики

Проведение анализа обломочных частиц вызывает вопрос, сколько обломочных частиц нужно измерять? Ясно, что не одну, так как один замер будет чисто случайным. Для получения устойчивых характеристик, отражающих основные особенности изучаемой пачки отложений, требуется отбирать многие десятки галек и обломочных частиц. Выборка (отбор) обломочных частиц должна отвечать ряду условий, которые ставит статистика.

Первое из них - случайность выбора галек и обломков из определенной толщи или фракции может быть легко соблюдено, если при отборе их пользоваться таблицей случайных чисел. Для этого гальки одной фракции выбираются из стенки обнажения или с поверхности современной русловой формы в большом объеме (500-1000 штук), и из них производится с помощью таблицы случайных чисел выборка в 100-200 штук. Подобную выборку можно производить непосредственно на площадке, соблюдая случайность подбора галек для анализа. Приступая к сбору информации о галечниках, следует выбрать признаки, характеризующие гальки и обломочные частицы. Во-первых, это общие признаки, которые отмечаются с целью установления однородности изучаемых элементов совокупности (крупность и петрографический состав обломков), т.е. признаки, ограничивающие состав выборки. Во-вторых, признаки, изучение вариаций которых составляет основную цель наблюдения (геометрическая форма, окатанность и др.). Прежде всего отбор образцов производится по узким фракциям и петрографически близким группам пород, так как в зависимости от размера и физических свойств пород изменяется и форма обломочных частиц. При изучении склоновых отложений выборка проводится для каждого из генетических типов склоновых процессов, а для аллювия - для каждого типа фаций.

Второе требование, касающееся объема выборки, освещено во многих справочных руководствах и многочисленных работах по морфометрии галек (Арванитакис и др., 1967; Вассоевич, 1956, 1958; Рухин, 1959, и др.). Для получения надежных статистических характеристик предлагается выбирать от 70-80 до 200 галек. Объем выборки наряду с надежностью статистических выводов должен обеспечивать и минимум затраты труда для получения характеристик галек.

Вариабельность, т.е. изменчивость различных характеристик как внутри пробы, так и от пробы к пробе, заставляет, кроме средних значений отдельных параметров галек (длины, ширины), также ана-

лизировать среднеквадратическое отклонение (σ) и коэффициент вариации (C_v). Вычисление этих характеристик проводится по стандартным формулам математической статистики (Митропольский, 1961).

Для вычисления объема выборки требуется знать: допустимую ошибку (которую мы вслед за инженерными рекомендациями принимаем равной 0,05) и вероятность, определяющую степень уверенности наших выводов. Величина вероятности нами была принята равной 0,99. Зная допустимую ошибку, меру изменчивости и величину вероятности, можно по номограмме достаточно больших чисел легко определить объем выборки (N).

Объем выборки, при котором изменение средних значений от выборки к выборке остается в пределах принятой ошибки, может быть определен и эмпирическим путем с постепенным увеличением ее объема (табл. 8).

Данные табл. 8 наглядно показывают, что замер ориентировки 100 галек дает вполне надежные результаты. Увеличение объема выборки не ведет к их существенному улучшению. Если рассматривать круговые диаграммы, то даже по замерам ориентировки 25 галек можно определить примерное направление потока. В наших исследованиях для разных рек с различным гидрологическим режимом с целью экономии времени каждый раз устанавливалось минимальное число галек, которое дает вполне надежные результаты.

Полученные варьирующие признаки в каждой из выборок характеризовались частотой. Графически частота изображалась гистограммами, полигонами частот. Последние аппроксимировались кривыми распределения.

Анализ формы кривой распределения является задачей очень важной как в практическом, так и в теоретическом отношении. Появление двухвершинной или поливершинной кривой распределения говорит о сложности состава совокупности, отражающей сложность изучаемого явления. В подобных случаях требуется установить, возможно ли его разделить на более простые явления и выявить характер кривых распределения для каждого из элементарных процессов. Искажения полигона распределения возможны и за счет случайных колебаний при недостаточности выборки. Для исключения их следует увеличить выборку из той же генеральной совокупности. Если это сделать невозможно, то следует аппроксимировать эмпирическую кривую распределения теоретической кривой распределения. Методы аппроксимации кривых распределения и выравнивания рядов описаны в специальных работах по математической статистике, наиболее полно и наглядно они изложены в работе А.И.Ежова "Выравнивание рядов распределения" (1961). Наиболее распространены для сравнения распределений два критерия - χ^2 (хи - квадрат) и лямбда (λ), вычисляемые по стандартным формулам. При анализе кривых распределения встает также вопрос, насколько две или больше кривых распределения отличаются друг от друга. В наших исследованиях для характеристик и сравнения выборок мы оперируем двумя основными показателями - средней арифметической и средним квадратическим отклонением. При этом в первую очередь следует выявить те их различия, которые мо-

Таблица 8

Изменение средних значений элементов ориентировки галек в пределах одной площадки в зависимости от объемов выборок (I - по 25 штук, II - по 50, III - по 100)

Элементы ориентировки плоскости А х В	I					II					III			
Азимут падения	237	202	216	223	210	235	228	215	223	218	221	220	235	242
Угол падения	20	22	10	10,5	16	18	15	17	21	10	16	16	16	16

гут быть приняты как достоверные с определенной степенью вероятности. Ошибка выборочной средней арифметической рассчитывалась по формуле (Плохинский, 1961)

$$m = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \sqrt{1 - \frac{n}{N}}, \quad (19)$$

где m - ошибка средней арифметической; σ - выборочное среднее квадратическое отклонение, полученное для изучаемой выборки; n - объем величины выборки; N - объем генеральной совокупности.

Для случаев, когда N может быть условно принято равным бесконечности, как, например, на однородном склоне, где генеральная совокупность обломочных частиц измеряется многими сотнями тысяч и миллионами, формула упрощается и принимает вид

$$m = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}. \quad (20)$$

Беря за основу формулу (20), можно заранее рассчитать тот объем выборки, при котором выборочная средняя будет характеризовать генеральную среднюю с заданной точностью. Для этого, записав разницу допустимой неточности в величинах генеральной средней при определении ее по выборочной средней в виде $\Delta = \bar{M} - M$, где M - генеральная средняя, а \bar{M} - выборочная средняя, введем ее отношение к среднеквадратическому отклонению: $K = \frac{\Delta}{\sigma}$, тогда $\Delta = K\sigma$. То же самое отношение можно выразить через t - кратную ошибку репрезентативности ($+im$) и получить следующее равенство:

$$\Delta = K\sigma = tm = t \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \sqrt{1 - \frac{n}{N}}, \quad (21)$$

откуда при $N \rightarrow \infty$

$$n = \frac{1}{\frac{K^2}{t^2} + \frac{1}{\infty}} = \frac{t^2}{K^2}. \quad (22)$$

Для примерного определения значения сигмы можно воспользоваться правилом трех сигм, которое говорит, что размах (амплитуда ряда), деленный на 6, приблизительно равен значению сигмы. Существуют и другие способы, описанные в руководствах по статистике (Плохинский, 1961).

Исследование морфометрических характеристик обломочных частиц позволяет поставить еще одну задачу – задачу определения вида и тесноты связи между различными параметрами формы обломочных частиц. Для этих целей привлекается корреляционный анализ, пример использования которого при изучении связей между отдельными параметрами обломочных частиц дал И.Ф.Бурлай (1963). Нами такие исследования были продолжены (Борсук, Симонов, 1965, 1967). Все расчеты коэффициентов корреляции проводились по стандартным формулам (Митропольский, 1961). Для установления вида связи использовался анализ регрессии.

Следует остановиться еще на одном важном вопросе – пространственной неоднородности обломочного материала в пределах одного генетического типа отложений, т.е. генеральной статистической совокупности. Так, на дефлюкционном склоне над зоной тектонического дробления могут быть обнаружены сильно уплощенные обломки, в целом не свойственные отложениям данного типа. Избавиться от таких случаев помогает отбор образцов в нескольких точках. Для получения надежных морфометрических характеристик обломочных частиц отбирались от 3 до 15 проб по однотипным объектам исследования, каждая из которых была достаточно представительна по своему объему.

Подводя итоги, можно сказать:

1. Определение объема выборки рассматривается нами как статистическая задача. Граничные условия в этой задаче устанавливаются генезисом отложений и их фациальной пестротой, а также уже известным объемом информации по характеристикам тех или иных отложений.

2. Наиболее важными характеристиками, определяющими различия выборок, являются средние арифметические значения и среднеквадратические отклонения. Исследование среднеарифметических характеристик позволяет разделять различия полученных характеристик на достоверные и недостоверные. Вычисление различий проводится по стандартным формулам.

3. Корреляционный и регрессионный анализы применялись для вычисления вида и тесноты связи между отдельными параметрами обломочных частиц.

4. Для склоновых отложений и аллювия малых рек была принята система опробования в нескольких точках, чтобы исключить ошибку в связи с возможной неоднородностью принятой нами генеральной совокупности.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Задачи комплексного анализа обломочных частиц требуют рассмотрения литологических спектров коренных пород и их инженерно-геологических свойств, так как процессы обособления и разрушения обломков протекают различно в зависимости от литологического состава пород, характера метаморфизма и степени тектонической раздробленности.

Древнейшими образованиями Восточной части Забайкалья являются стратифицированные метаморфизованные толщи позднего архея, развитые в изолированных глыбах на левобережье р. Шилки и в бассейне р. Олекмы. Породы представлены гнейсами, кристаллосланцами, кварцитами, амфиболитами. Для большинства полей развития позднеархейских пород характерны плутонические тела складчатых гранитоидов (Смеловский, 1966).

Раннепротерозойские отложения распространены в южной части Олекмо-Витимской горной страны и в Приаргунье, где они представлены толщами гнейсов, кристаллосланцев, карбонатных и вулканогенно-карбонатных пород. Синийско-кембрийским временем датируются поля терригенных и карбонатных пород на левобережье р. Шилки, метаморфизованных осадочно-эффузивных пород в Приаргунье и бассейне р. Амазар, метаморфизованных алевролитов и песчаников, а также кварцитов и кварцитовидных конгломератов в Приаргунье. На протяжении кембрия в Восточном Забайкалье накапливались толщи доломитов, песчаников и сланцев.

Протерозойские интрузивные образования, представленные гранитами (часто огнейсованными), гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, габбро, серпентинитами, встречаются в районах распространения близких по возрасту осадочно-метаморфических толщ.

Раннепалеозойские граниты и гранодиориты, реже диориты и габбро, очень широко развиты по левобережью р. Шилки, а также в Приаргунье.

Отложения морских и прибрежных фаций среднего палеозоя накапливались в пределах трех структурно-фациальных зон: Агинской, Газимурской и Аргунской. Для первой характерны песчано-сланцевые толщи, переслаивающиеся с эффузивами спилито-кератофировой формации при подчиненной роли известняков, филлитов, яшм. В Газимурской

зоне наряду с преобладающими песчаниками и сланцами присутствуют известняки и аргиллиты. Среднепалеозойские отложения Аргунской зоны представлены доломитовыми известняками, известняками, кварцитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами, песчаниками. Интрузивная деятельность на протяжении среднего палеозоя проявилась слабо.

В перми в среднем течении р. Онона и бассейне верхний р. Борзи сформировались морские терригенные осадки. В Приаргунье известны верхнепермские континентально-лагунные аргиллиты. Позднепалеозойские интрузивы, представленные гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и габбро, широко развиты в междуречье рек Шилки и Аргуни. Характерна последовательная смена небольших масс основных и средних интрузивов каменноугольного возраста умеренно кислыми и кислыми образованиями нижней перми, сформированными крупными массивами.

В верхнем триасе в Пришилкинской зоне отлагались толщи преимущественно песчаниковых морских отложений. Интрузии триасового возраста сформировали по левобережью р. Шилки многочисленные средние и крупные массивы гранит-порфиров, различных гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов.

На протяжении юры в остаточном-геосинклинальном бассейне Восточного Забайкалья накапливались мощные толщи морских осадков: аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, на смену которым пришли вулканогенные осадки (андезиты, порфириты, кварцевые порфириты, кварцевые порфиры, базальты, туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники). В широко распространенных грабенообразных впадинах во второй половине юры начали накапливаться континентальные отложения. В нижнем мелу продолжающееся осадконакопление озерно-аллювиального характера охватило большие площади грабен-синклинальных впадин. Сланцы и песчаники, преобладающие в разрезах депрессионных отложений, перемежаются с пластами конгломератов, основных и кислых эффузивов и их туфов.

Интрузии юрского возраста относятся к типу трещинных и представлены многочисленными небольшими массивами диоритов, гранодиоритов, граносиенитов и гранитов различного состава, а также их порфировыми разностями. Верхнеюрские и преднижнемеловые интрузивные образования особенно характерны для центральной и восточной частей Читинской области.

К образованиям кайнозоя относятся депрессионные озерно-аллювиальные отложения и коры выветривания неогенового возраста (на юго-востоке области); плиоценовые пролювиально-аллювиальные пески и гравийники с прослоями глин, развитые в большинстве речных долин бассейна р. Амур; четвертичные аллювиальные, озерные и склоновые отложения.

Движения ряда эпох тектогенеза, накладываясь друг на друга, обусловили сложность структурного плана Забайкалья. Северная часть территории сформировалась в результате архейских, протерозойских и древнекаледонских складчатых движений и магматических внедрений. В дальнейшем она подвергалась лишь блоково-глыбовым перемещениям в пределах сводов и складок больших радиусов (Корешков, 1960;

Флоренсов, 1948). Восточное Забайкалье и Даурская зона Центрального Забайкалья относятся к мезозойской остаточной геосинклинальной системе. Большая часть Центрального Забайкалья и юг Олекмо-Витимской горной страны располагаются в промежуточной полосе между названными двумя областями.

Крупные тектонические области разделены региональными глубинными разломами (Шилкинский, Газимурский и др.). Разрывные нарушения, заложившиеся еще в докембрии, активно развивались в палеозое, направляя внедрение интрузивных масс. Мезозойская активизация древних разломов захватила обширную полосу Монголо-Охотского пояса, способствуя усложнению блоково-глыбовой структуры и направляя магматическую деятельность. Тогда же окончательно оформилось несколько зон субпараллельных разломов северо-восточного простирания (Казицын, 1964, Красный, 1960).

Основные механические свойства скальных пород

Физические и механические свойства обломков оказывают существенное влияние на скорость их истирания и дробления, т.е. в значительной мере определяют скорость изменения их формы. Свойства обломков определяются механическими свойствами исходных скальных пород. Сведения о физических свойствах горных пород чрезвычайно скудны, поэтому представляет интерес работа Е.М.Сергеева и Н.С.Красиловой (1962), в которой систематически описаны свойства пород, выявленные по образцам, полученным из обнажений, т.е. затронутых в какой-то мере процессами выветривания, что чрезвычайно важно для целей нашего исследования.

Величина прочности палеозойских и мезозойских гранитоидов, которые на изученной территории преобладают, оценивалась на основании испытаний образцов на сжатие. У палеозойских гранитоидов прочность оказалась больше, чем у мезозойских. Наибольшую прочность имеют образцы разгнейсованных биотитовых гранито-гнейсов ($1050-1012 \text{ кг/см}^2$), затем идут среднезернистые граниты ($960-786 \text{ кг/см}^2$), далее крупнозернистые граниты (510 кг/см^2), и, наконец, наименьшая прочность у образца выветрелого гранита (300 кг/см^2). Наибольшая прочность гранито-гнейсов связана с взаимным прорастанием кварца и полевого шпата, с расплывчатостью в зернистости. Мезозойским гранитоидам свойственна отчетливая и равномерная зернистость с присутствием порфиroidных вкрапленников. Эти различия очень хорошо проявляются при испытании образцов на сопротивление сжатию, особенно у образцов водонасыщенных и прошедших 35 циклов замораживания. Образцы мезозойских гранитоидов распадаются на агрегаты и отдельные зерна, а образцы более древних пород - на угловатые обломки с гладкими поверхностями, нередко секущими кристаллы кварца и полевого шпата. Во всех случаях отмечалось уменьшение прочности образцов от мелкозернистых к крупнозернистым разностям.

Характер зернистости оказывает наибольшее влияние на потерю прочности пород. Влияние же минералогического состава пород более четко прослеживается при изучении потери прочности в процессе выветривания и водонасыщения. Так, гранодиориты из района с. Ермаково - с. Кумара, обогащенные биотитом, в сухом состоянии имеют прочность $800-1000 \text{ кг/см}^2$, а в водонасыщенном - $400-600 \text{ кг/см}^2$; их коэффициент размягчаемости близок к 0,5. У остальных гранитоидов коэффициент размягчаемости оказался равным 1,0-0,8, а для сильно выветрелых разностей 0,55-0,65. Потеря прочности гранитоидов в водонасыщенном состоянии составляет около 20%, а после 35 циклов замораживания - до 40%.

Для метаморфических пород, также имеющих на рассматриваемой нами территории значительное распространение, в работе Е.М.Сергеева и Н.С.Красиловой (1962) приведены средние значения прочности кварцитов и кристаллосланцев долины Верхнего Амура. Кварциты в воздушно-сухом состоянии обладают высокой прочностью - 1750 кг/см^2 , в водонасыщенном состоянии - 1100 кг/см^2 , после 35 циклов замораживания - 900 кг/см^2 . Прочность роговиков оказалась весьма близкой к прочности кварцитов. Инженерногеологические свойства кристаллических сланцев изменяются в весьма широких пределах в зависимости от состава, текстуры и структуры. Наибольшие значения прочности у биотит-роговообманковых сланцев (1500 кг/см^2), наименьшее - у филлитовидных. Сланцы сильно раздроблены, трещины в них залечены кальцитом и кварцем. В случае залечивания кварцем прочность сланцев возрастает. Тектонические нарушения резко снижают прочность пород. Так, образец сильно дислоцированных сланцев из района устья р. Амазар имел прочность 400 кг/см^2 . Механическая прочность сланцев при всех испытаниях определялась перпендикулярно или под некоторым углом к сланцеватости.

Осадочные породы (сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты), как отмечалось выше, широко распространены в юго-восточной части Забайкалья. В других районах они занимают небольшие площади, встречаясь лишь в межгорных депрессиях. Глинистые и глинисто-углистые сланцы неустойчивы к выветриванию и легко распадаются на мелкую плитчатую щебенку, которая в процессе выветривания переходит в мягкую, иногда даже вязкопластичную массу. В воде глинистые сланцы размягчаются. Намного прочнее алевролиты. Окремненные алевролиты имеют очень высокую прочность (1000 кг/см^2); при водонасыщении и 35 циклах замораживания прочность уменьшается незначительно. Юрские алевролиты с глубины 50 м имели прочность 1300 кг/см^2 , а из зоны выветривания - 650 кг/см^2 . Алевролиты устойчивы к химическому выветриванию, но при физическом - распадаются на мелкую щебенку.

Песчаники по своим инженерно-геологическим свойствам относятся к прочным породам. Их прочность в значительной степени определяется прочностью цемента, в трещиноватых песчаниках она уменьшается в 3-4 раза. Конгломераты можно разделить на крепко сцементированные и рыхло сцементированные.

По данным, приводимым Е.М.Сергеевым и Н.С.Красиловой (1962), нами был составлен график потери прочности породы в зависимости от водопоглощения после 35 циклов замораживания по сравнению с прочностью в водонасыщенном состоянии (рис. 5). Большая часть наблюдений свидетельствует об уменьшении прочности пород в таких условиях. Исключение составляют меловые эффузивы (андезиты и дациты), давшие значительное отклонение и не включенные в график. По степени потери прочности пород после 35 циклов замора-

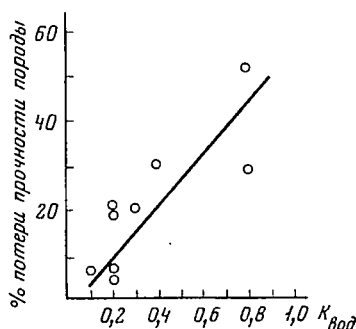


Рис. 5. Потеря прочности породы (в %) в зависимости от водопоглощения после 35 циклов замораживания

живания можно записать 5 рядов пород: неустойчивые (туфы и туфобрекчи); слабоустойчивые (кварциты, мраморы, кварцево-сланцевые сланцы, большая часть алевролитов и песчаников); среднеустойчивые (сланцевые сланцы, кремнистые алевролиты и некоторые разновидности песчаников); устойчивые (граниты, гранодиориты, диориты, катаклазиты, гранито-гнейсы); очень устойчивые (базальты). Этот ряд в целом без учета локальных тектонических нарушений может считаться пригодным и для изучаемых районов Забайкалья.

Рассмотрев особенности геологического строения и механические свойства пород, можно заметить:

1. Наибольшее распространение в Забайкалье имеют породы гранитоидного ряда при подчиненном положении осадочных и метаморфических пород.

2. Тектоническая жизнь на территории привела к созданию сложно построенных структур горст-антиклинального и грабен-синклинального типов. Кайнозойские структуры в значительной мере унаследованы от мезозойских в тенденциях развития.

3. Инженерно-геологические свойства пород позволяют выделить прочные, главным образом магматические породы, и менее прочные, преимущественно осадочные породы. В зоне деятельного слоя потеря прочности пород в значительной мере связана с периодическим замораживанием, что приводит к потере прочности в 1,5–2,0 раза.

Физико-географические условия во многом определяют типы и темпы разрушения горных пород и формирования грубообломочных отложений. Климатические особенности придают своеобразное направление многим природным процессам, характер которых оказывает влияние на образование и транзит обломочных частиц. Покров рыхлых отложений консервативен и очень часто в его свойствах можно видеть черты, которые сформировались в прошлом при иных физико-географических условиях (для Забайкалья – к концу верхнего плейстоцена, началу голоцена). Настоящее описание физико-географической обстановки преследовало две цели: показать причины, обуславливающие современные экзогенные рельефоформирующие процессы, и определить тенденции изменения физико-географических условий с целью восстановления обстановки накопления рыхлых грубообломочных толщ в главную фазу их формирования.

Орография

Восточная часть Забайкалья представляет собой средневысотную горную страну, в пределах которой большие пространства заняты низкогорным и сопочно-останцовым рельефом. Последний, как правило, окаймляет внутригорные бассейны и впадины. Орографический план Забайкалья довольно сложен. Здесь линейно-вытянутые хребты, разделенные впадинами северо-восточного направления, составляют орографический фон территории и сложно переходят в изометричные поднятия сводов и отдельно стоящих горных массивов. Так, например, сложное сочетание горных массивов и впадин имеет субмеридиональная полоса, протягивающаяся от бассейна нижнего течения р. Нерчи к обширной Агинской равнине.

Максимальные высоты восточной части Забайкалья находятся в пределах Боршевичного хребта, где отдельные вершины достигают абсолютной отметки 1500 м. Днища впадин располагаются на отметках 600–700 м. Орогидрографическая схема Забайкалья приведена на рис. 6.

Морфологически среднегорные хребты представляют собой плосковершинные монолитные массивы с террасированными или мягкими склонами, сглаженными солифлюкцией. Вершины то безлесны, то покрыты сосновыми и лиственничными лесами. Днища впадин на севере заболочены и заняты лиственничным редколесьем – марьями; на юге Забайкалья днища остепнены и рядом с солончаками располагаются бугры мерзлотного пучения, столь необычно сочетающиеся друг с другом.

Большая часть территории принадлежит к бассейну Тихого океана. Главными водными артериями района являются Шилка и Аргунь и их истоки – реки Онон и Ингода.

Продуваемость котловин определяет степень сглаженности контрастов температур днищ и склонов котловин.

Рассмотрим особенности климатических сезонов, выделенных по режиму температуры воздуха. Границами сезонов служат даты перехода среднесуточной температуры воздуха через 0 и 10° . Зима ограничена температурами ниже 0° , весна – от 0 до $+10^{\circ}$, лето – с температурами выше $+10^{\circ}$, осень – от $+10$ до 0° .

Для зимы характерны устойчивые сильные морозы, небольшое количество осадков, незначительная высота снежного покрова (для подавляющего большинства районов с высотой менее 1000 м), слабые ветры. Длительность зимы меняется от 6 до 7,5 месяцев (последнее – в высоких котловинах Яблоново-Черского среднегорья и на высотах в 1000 – 1300 м). Температура января по изучаемым районам меняется от $-23,1$ до $-33,4^{\circ}$, число дней с температурой ниже 0° меняется от 175 до 203, со снежным покровом – от 144 до 178 (все цифры приводятся по данным метеостанций, подавляющее большинство которых расположено в долинах и котловинах, на высотах от 300 до 700 – 800 м) (табл. 9). Характерной особенностью середины зимы является отсутствие погод с оттепелью.

Количество осадков в холодное время года невелико. За зиму выпадает от 30 до 50 мм осадков, что составляет около 10–15% годовой суммы. Лишь в горных массивах с повышением абсолютной высоты увеличивается и количество осадков (Борсук и др., 1964; Осокин, 1963; Преображенский, 1959). Есть данные, что в отдельных районах на востоке Забайкалья мощность снежного покрова на высотах 1300 – 1400 м может достигать 150 – 200 мм при плотности снега в $0,11$ – $0,13$ г/см³ (Преображенский, 1959). Снежный покров ложится на большей части территории во второй половине октября, и только на юге – в начале ноября; на гольцах он появляется в конце сентября – первой половине октября.

Разрушение устойчивого снежного покрова падает уже на весеннее время, – преимущественно на конец марта–начало апреля, а в среднегорье – на середину и вторую половину апреля. Полный сход снега приходится на середину апреля – начало мая.

Весна может быть разделена на два периода: ранний и поздний. Ранневесенний период продолжается около 25–30 дней, захватывая третью декаду марта и первые две декады апреля в южной части Забайкалья и весь апрель в северной его части. Повышение температуры за этот период достигает 11 – 14° . Средняя месячная температура апреля близка к 0° , а местами в долинах бывает уже положительной (р. Оловянная – $+1,1^{\circ}$). В первые дни апреля ночные температуры могут быть еще очень низкими (иногда до -25 – 30°). Днем же температура может даже в марте достигать $+20^{\circ}$, а в апреле превышать $+25^{\circ}$. Колебания температур за сутки могут достигать 40 – 45° . В степных, меньше в лесостепных, районах Забайкалья в марте и начале апреля в 20–25% случаев наблюдаются ветры, имеющие скорость более 6 м/сек. Поздневесенний период наступает в Забайкалье около середины апреля и бывает сухим с частыми заморозками. Продолжи-

Таблица 9

Основные климатические показатели природных районов Читинской области
(по Преображенскому, 1961)

Станции	Температура, °С		Сумма температур за период с температурой выше 10°	Период с температурой ниже 0°, дни	Безморозный период, дни	Осадки за год, мм	Число дней со снежным покровом	Высота снежного покрова, мм
	январь	июль						
Степные и лесостепные районы								
Зюльзя	-32,2	18,6	1660	184	94	312	150	12
Нерчинск (с.-х. школа)	-31,6	20,1	-	183	103	292	144	15
Агинское	-24,6	18,2	1640	186	92	278	149	6
Мангут	-23,1	18,1	1605	181	95			
Лесостепные районы								
Чита-город	-26,8	18,5		175	99	348	145	11
Шелопугино	-33,4	17,9	1450	191	78			
Таежные районы								
Могоча	-29,9	16,8	1310,8	195	74	435	163	23,3
Ксеньевка	-32,4	17,5	1459,8	193	74	416	152	16,3
Лугово-болотные районы								
Усугли	-30,4	17,0	1341,4	194	6			
Маревые районы								
Тупик	-32,7	16,3	1269,8	203	68	497,4	178	30

тельность периода нарастания температур воздуха от 0 до 10° к северу от Транссибирской магистрали составляет 30–45 дней, а к югу сокращается до 15–17 дней.

Весной увеличивается количество облачных дней до 15–20 в северных и 12–15 в южных районах. Повсеместно уменьшается повторяемость морозных погод и увеличивается число погод с переходом температуры через 0° (Щербакова, 1961). Количество осадков в этот период увеличивается, но остается еще незначительным. Скромные суммы месячных осадков, особенно в сильно прогреваемых межгорных котловинах, способствуют большой сухости воздуха. Относительная влажность воздуха весной – наиболее низкая в году и составляет 30–40%, опускаясь в отдельные дни до 10%. Скорость ветра в апреле, а местами и в мае, достигает наибольших значений за год. Осадки весной выпадают как в жидком, так и в твердом виде.

Лето наступает в конце мая – середине июня. Раньше всего оно начинается в долинах Онона и Ингоды. Продолжительность лета составляет 2–4 месяца. Лето в Забайкалье теплое. В степных и лесостепных районах Забайкалья средняя температура самого жаркого месяца (июля) равна 18–20°, а на востоке Забайкалья она не поднимается выше 16–17°. Максимальные дневные температуры могут достигать очень высоких значений, почти повсеместно они превышают +35°. Ночные температуры бывают довольно низкими даже в июле, средние минимальные температуры колеблются в пределах 6–14°.

Наиболее характерной особенностью забайкальского лета является резкое различие между засушливостью весны и первой половины лета и обилием осадков во второй половине лета. Для лета характерна большая повторяемость (60–70%) облачных дней. В котловинах южной части Забайкалья количество облачных дней сокращается до 45%. Наиболее ясными и малооблачными бывают начало и конец лета. Наибольшая облачность для всего Забайкалья приходится на июль. Вероятность ясного неба в это время в южной части Забайкалья равна 20–25%, а пасмурного 45–60%, а в северной она возрастает до 70% (Щербакова, 1961).

В летний период, особенно в июле – первой половине августа, выпадает довольно много осадков. С весны количество осадков постепенно возрастает, достигая максимума в конце июля – начале августа (табл. 10).

Характерна частая повторяемость дождливых погод к северу от Транссибирской магистрали. В этих районах наиболее прохладное и дождливое лето.

Вторая половина лета является наиболее теплой и влажной. Часты ливневые дожди. Отношение сумм осадков к величине испаряемости близко к единице.

Осень устанавливается в Забайкалье в конце августа–середине сентября; окончание ее приходится на первую половину – середину октября. Первая половина осени (до установления суточной температуры ниже 5°) характеризуется еще высокими дневными температурами, устойчивыми заморозками, постепенным увеличением числа мало-

Таблица 10

Число дней с осадками различной величины и наибольшее суточное количество осадков за летний период по метеостанции г. Чита (по данным Щербаковой, 1961)

	Величина осадков, мм				Значение суточного максимума, наблюдаемого один раз в			Наблюденный максимум
	0,1	2,0	5,0	10,0	1 год	10 лет	20 лет	
Июнь	10,1	6,0	3,6	1,7	17	32	34	34
Июль	14,0	8,8	5,9	3,0	27	46	50	51
Август	15,2	9,4	5,9	3,2	26	58	76	107

облачных дней и быстрым уменьшением количества осадков. В отдельные дни температура днем может достигать 25–30° В то же время в отдельные годы во второй половине сентября по метеостанции г. Чита отмечались заморозки с абсолютным минимум температур -10°.

Вторая половина осени (предзимье) начинается в северных районах Забайкалья с конца сентября – начала октября, а в южных с 10–15 октября. Продолжительность её невелика – 20–25 дней. Средняя температура октября повсеместно отрицательная. Но, несмотря на это, в отдельные дни в начале октября температура в 13 часов может превышать + 20°. Количество осадков в октябре резко уменьшается, по режиму осадков этот месяц приближается к зимним условиям. Около трети всех осадков, а к северу от Транссибирской магистрали более 86%, выпадают в твердом виде.

Снежный покров на юге Забайкалья появляется в конце октября, покрывает еще не промерзшую почву и быстро сходит. В этот период часты сильные ветры, и снег довольно интенсивно испаряется. Погоды в предзимье по большей части ясные, пасмурных дней немного.

Многолетняя и сезонная мерзлота

Многолетнемерзлые породы занимают большую часть Забайкалья. Их существование определяется отрицательными среднегодовыми температурами воздуха. Граница распространения многолетнемерзлых пород проходит к югу от истоков Ингоды, подходит близко к р. Шилке южнее г. Шилки, идет севернее Балея, выходя к устью р. Средняя Борзя (Орлова, 1964). Зона островного распространения мерзлоты охотурена Е.А.Втюриной (1961) и Л.М.Орловой (1964). Ее граница проходит от верховьев р. Аги на восток, далее по долине р. Борзи, оттуда к низовьям р. Верхней Борзи. Мощность многолетнемерзлых пород

в границах распространения островной мерзлоты в изучаемом районе меняется от 150 до 20–25 м. Рельеф местности оказывает существенное влияние на мощность и распределение многолетнемерзлых пород и их термический режим. В депрессиях мощность многолетнемерзлых пород, как правило, больше, чем в их горном обрамлении. Г.М.Эпштейн (1961) объясняет это явление зимними инверсиями температур воздуха, стекающего со склонов хребтов и застаивающегося в котловинах, а также рядом таких причин, как затенение поверхностно вогнутых форм рельефа ближайшими склонами, затенение поверхностей грунта лесом и кустарниками, малой мощностью снежного покрова в депрессиях, слабым дренажем днищ котловин и их заболачиванием. Перечисленные факторы приводят к различиям термического режима грунтов в котловинах и на хребтах. Для южной части Восточного Забайкалья острова многолетнемерзлых пород чаще встречаются в межгорных впадинах, долинах рек и по склонам северной экспозиции.

Для всей территории Забайкалья, по данным Е.А.Втюринной, характерна температура мерзлых пород не ниже -3° . Глубина сезонного протаивания многолетнемерзлых пород возрастает с севера, где она колеблется в пределах 0,5–2,0 м, на юг, где мощность протаивания изменяется от 3–4 до 6–8 м в зависимости от состава и влажности пород. Наибольшая глубина сезонного протаивания отмечается у южной границы сплошного распространения многолетнемерзлых пород на крутых склонах северной экспозиции (до 6–8 м). Среднегодовая температура этих пород близка к 0° . Для районов сплошного распространения многолетнемерзлых пород наблюдается иная картина. Здесь максимальные глубины сезонного протаивания отмечаются на склонах южных экспозиций.

Наши наблюдения в Забайкалье подтверждают описанные закономерности. Так, в районах островного распространения многолетнемерзлых пород в бассейне р. Талангуй на склонах северной экспозиции крутизной в $12-17^{\circ}$ глубина сезонного протаивания в 1962 г. достигала 4,0–4,5 м. Для бассейна р. Тунгир, характеризующегося сплошным распространением многолетнемерзлых пород, глубина сезонного протаивания на пологих склонах северной экспозиции не превышает 1,5 м, а на южных достигает 2,5–3,5 м. Мощность протаивающего слоя по открытым (незалеченным гидротермальными растворами) зонам дробления достигает 4,0–4,5 м. В днищах крупных долин возможны таликовые участки, в днищах малых долин мощность сезонного протаивания достигает 4,0–6,0 м.

Для зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород отмечается большая льдистость верхних сезонно протаивающих горизонтов. Нами при бурении песчаной надпойменной террасы р. Амазар наблюдались прослой льда до 3–5 см мощностью, а Ю.Г.Симоновым в аллювии долины р. Бухты описаны многочисленные прослой льда до 6–7 см мощностью. Л.М.Орлова (1964) описывает ископаемые льды в Кучегер–Усуглинской впадине мощностью до 10–20 см, а также встреченный прослой льда 2,6 м. При описании I надпойменной террасы р. Тунгир нами отмечалась сетчатая мерзлотная текстура в ее аллювии. На склонах также часты ледяные прожилки и прослой мощностью от долей

сантиметра до 3–5 см. В курумах, в нижней части разреза, заполненного мелкоземом, нами не раз наблюдался льдистый цемент с включением мелких обломков.

Из геокриологических явлений в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород наиболее широко развиты морозобойные процессы, детально описанные Н.Н.Карповым (1961), закурумливание ровных поверхностей хребтов и склонов, наледообразование, а на склонах южных экспозиций – солифлюксия с формированием натечных террасовых форм.

Для района островного распространения мерзлых пород характерно многолетнее пучение грунтов и термокарст по инъекционным льдам в буграх пучения. Широко распространены наледи, в бассейне р. Талангуи на площади около 730 км² было откартировано около 190 наледей (Евстигнеев, 1965). Широко распространена и солифлюксия, формирующая на склонах хребтов серии натечных террас. Реже встречаются каменные полосы и многоугольники.

Режим рек и сток

В районе зарождается большинство протекающих здесь рек. Речные долины, не всегда согласуясь с орографическими элементами территории, сохраняют все же их главное направление – северо-восточное. Русла рек, текущих по межгорным понижениям, имеют небольшие падения и сравнительно спокойное течение воды. По своим уклонам они относятся к равнинным рекам. В депрессиях русла рек сильно меандрируют, иногда дробясь на рукава. Для антецедентных отрезков рек, пересекающих хребты, характерны крутые падения русел, сужения долины, резкое возрастание скоростей. Притоки крупных рек, начинающиеся в горах, имеют большие падения при малой длине. Связь уклонов с длиной рек четкая. На рис. 7 приведен график связи уклонов рек и их длины для Тунгино-Амазарского междуречья.

Режим рек Забайкалья имеет паводочный характер. На крайнем юге области мелкие реки летом пересыхают. В зимний период мелкие и средние реки перемерзают в пределах всего Забайкалья. П.С.Кузин (1960) выделяет здесь реки горно-лесной зоны муссонного климата и горно-полупустынной зоны умеренного климата. Реки первой группы, куда входят реки Олекма, Тунгир, Нерча, Ингода и другие, характеризуются следующими данными водного баланса: осадки 400 мм, сток 200 мм, испарение – 200 мм, коэффициент стока около 0,50. Для названных рек характерно весеннее половодье, захватывающее апрель-начало мая, и продолжительный паводок. На реках 7-го и 8-го порядков поверхностные скорости в этот период достигают 4,5–5,0 м/сек (например, в паводок 1958 г.). Подъемы уровня, приводящие к затоплению поймы, наблюдаются примерно раз в три года на каждой из рек.

Со второй половины августа уменьшаются количество и величина дождевых паводков; падают уровни и расходы в реках. В отдельные

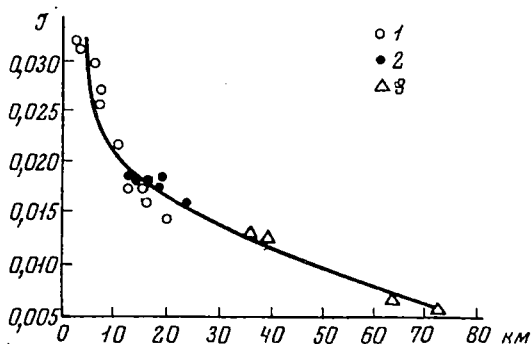


Рис. 7. Связь уклонов водотоков с их длиной
 Водотоки: 1 - первого порядка; 2 - второго порядка; 3 - третьего порядка

годы отмечаются дождевые паводки, иногда вызванные выпадением и таянием мокрого ливневого снега. С начала октября наблюдается устойчивое падение уровней и расходов, в начале ноября — первой или второй декаде декабря наступает полное перемерзание рек низких порядков (включая шестой). Так, р. Амазар у г. Могочи перемерзает уже к декабрю. В период промерзания, когда река схвачена льдом на перекатах, начинается формирование русловых наледей. Они продолжают формироваться и зимой, отмечая места разгрузок подземных вод. На реках выше 6–7 порядков (Ингода, Шилка, Нерча и др.), как правило, сток не прекращается и зимой (Евстигнеев, 1965).

Таким образом, периодичность действия рек приводит к своеобразным условиям формирования аллювия малых и средних рек. Весенний паводочный период охватывает май–август с небольшой июньской меженью (Евстигнеев, Борсук, 1965). Паводочный режим рек в мае–начале июня поддерживается и таянием наледей (Башлаков, 1965; Евстигнеев, 1965). Главной особенностью рек Забайкалья является период дождевых паводков в июне–августе. Достаточно выпадения небольшого количества осадков, как проходит паводок. На вторую половину лета (июль–август) приходится до 50% годового стока. Коэффициент стока в таежных районах в июле относительно невысок — 0,60–0,70, но он возрастает к концу лета до 0,75–0,80 за счет сильного переувлажнения грунта. В лесостепных и степных районах в июле коэффициент стока 0,40–0,50, в августе — 0,60–0,70. В период паводков на реках скорости возрастают в 10–15 раз, достигая на полугорных реках 2–3-го порядков — 1,5–2,0 м/сек, на реках 5–6-го порядков — 3,0–3,5 м/сек, и начинается активный транзит наносов. Крупные паводки с обеспеченностью 1–2% способны за один раз вынести огромные объемы наносов. Так, например, паводки 1958 г. на р. Амазар увеличили вынос влекомых наносов в 10 раз по сравнению с годами средней водности (Гидрологический ежегодник за 1958 г., 1961).

Растительность Восточного Забайкалья очень разнохарактерная и отличается большим своеобразием. Здесь прихотливо сочетаются контрастные растительные ассоциации, на небольшом расстоянии сменяются растительные сообщества нескольких ландшафтных высотных поясов. На территории Забайкалья Н.А.Ногина (1964) выделяются следующие растительные пояса: степной, лесостепной, таежный, подгольцовый редколесный и гольцовый. В особые типы растительности могут быть выделены мари и ерники.

Степи распространены отдельными участками, занимая днища крупных межгорных депрессий южной половины Восточного Забайкалья. Исключение составляют равнинные степи южной его части, являющиеся продолжением монгольских степей. Небольшие островки степей (в 1-2 га) встречаются также в южно-таежных районах. Они располагаются на крутых склонах южной и юго-западной экспозиции — "солнцепеках", обращенных к широтным участкам падей и долин.

Для степной растительности характерны низкорослость и разреженность травостоя, мощная корневая система с большой массой корней. Корни распределены в приповерхностной части грунта. Около половины видового состава растительности имеет розеточную форму; растения становятся сходными с растениями — подушками. М.А.Решиков (1954) предложил называть их растениями-куртинками и относить к группе криоксерофитов. Степные растения Забайкалья многолетние, достигающие возраста в 50-100 лет (Решиков, 1961).

В особую группу выделяются луговые степи, распространенные на грунтах более тяжелого механического состава. Степень покрытия достигает 70-90%. Из злаков часто встречаются вострец, тонконог, мятлик, житняк, ковыль, в составе разнотравья — пижма, василистник, подмаренник, вероника, ирис, полыни, кровохлебка и другие. Типичные степи отличаются меньшим видовым разнообразием и меньшей степенью проективного покрытия. Сухие степи отличаются от типичных еще меньшей степенью проективного покрытия, меньшей высотой травяного покрова и пятнами грунта, покрытого лишайниками.

Характер растительности лесостепей Забайкалья свидетельствует об интенсивном продвижении леса на степи. Подтверждением этого служит расселение лесной молодой поросли в степных пограничных районах, а также широкое распространение признаков степных почв в южной части лесостепи (Ногина, 1964). Это же явление описано А.А.Юнатовым (1954), который говорит о современном изменении климата в сторону увлажнения.

Лесостепные ландшафты Забайкалья отличаются разнообразием. Леса занимают склоны северных и восточных экспозиций, склоны же западных и южных экспозиций, а также днища межгорных впадин заняты степями. В лесах, которые состоят преимущественно из березы и лиственницы, иногда сосны, реже осины, отмечается богатое разнотравье со значительным участием вейника на более влажных местах.

Горная тайга – наиболее распространенный тип растительных ассоциаций. В древостое тайги преобладают лиственницы, иногда заметную роль, особенно в западной части Забайкалья, играет сосна. В качестве примеси повсеместно произрастает береза. По соотношению подлеска, леса и напочвенного покрова, а также состоянию леса тайга делится Н.А.Ногиной (1964) на три высотных пояса, соответствующих северной, средней и южной тайге. В северной и средней тайге на растительный покров большое влияние оказывают частые пожары. На пологих склонах и педиментах пожары могут привести к уничтожению лесной растительности и заболачиванию. Для северной и средней тайги характерно малое проективное покрытие почвенного покрова, пятна каменистого грунта. Южная тайга встречается к югу от 52° с.ш. и представляет собой редкостойные лиственничные, сосновые или смешанные лиственнично-сосновые древостои. Подлесок здесь более разрежен. В напочвенном покрове большая степень проективного покрытия.

Для таежного пояса характерны "включения" по днищам долин и котловин своеобразных лесных пятен, иногда занятых кустарничными березами (ерниками). Ерники заменяются на выположенных подгорных шлейфах, в их нижней части, марями. Это явление отмечала Л.И.Мухина (1961). Оно очень характерно для восточной и северо-восточной частей Забайкалья. Мари развиваются на пологих шлейфах или днищах небольших долин, и представляют собой кочкарные болота на минеральном субстрате, поросшие осоками с редкими кустарничками карликовых берез.

Подгольцовое редколесье и заросли кедрового стланника выделены Н.А.Ногиной (1964) как переходная группировка между тайгой и гольцами. Подрост в редколесье редок или совсем отсутствует, подлесок тоже. В напочвенном покрове на каменистых грунтах преобладают лишайники, встречаются мхи. Заросли кедрового стланника имеют высоту 1,5–2,0 м, иногда достигая высоты 3,5–4,0 м. Встречаются реликтовые поверхности гольцовой планации, сплошь покрытые зарослями кедрового стланника.

Гольцовая растительность занимает безлесные вершины и склоны хребтов на высотах от 1100–1200 до 2000 м. Здесь выделяется растительность пустошей (Преображенский и др., 1959) и горных тундр. Для пустошей характерна очень низкорослая и разреженная растительность, между растениями поверхность почвы покрыта лишайниками. По понижениям среди пустошей встречаются пушицевые и осоко-пушицевые ассоциации. К горным тундрам, по предложению В.С.Преображенского с соавторами (1959), относятся территории, увлажненные в достаточной степени. Здесь произрастают кустарники низкорослой березки, круглолистной ивы сизой, иногда рододендрона мелколиственного. Под ними встречаются заросли голубики.

В заключение отметим большую обнаженность почвенного покрова под таежной и гольцовой растительностью, а также ряд признаков, свидетельствующих об изменении увлажнения территории на современном климатическом этапе. Об этом свидетельствует раздвижение гра-

ниц таежного пояса как в степи (через лесостепь), так и на гольцовую область через редколесье, которое занимает нижние уровни гольцовой планации на высотах в 1100–1200 м.

Почвы

Для территории Забайкалья, где сочетание своеобразных природных условий породило необычные контрасты, все выделяемые типы почв отличаются от привычных почв Европейской части СССР и Западной Сибири. Прежде всего особенности их формирования определяются сухостью климатических условий и многолетнемерзлыми породами. Приведенные ниже описания распространения отдельных типов почв сделаны по работе Н.А.Ногиной (1964).

Для степной части Забайкалья на наиболее сухих и теплых участках под сухо-степными растительными ассоциациями формируются почвы каштанового типа. Приурочены они к низким абсолютным высотам (500–800 м) и развиваются на почвообразующих породах с легким механическим составом, встречающихся на днищах депрессий. Выделяются они и на южных склонах хребтов, обращенных к степным депрессиям (горно-каштановые почвы).

Большие площади степей в Забайкалье заняты черноземами, формирующимися под ассоциациями луговых и настоящих степей. Массивы их часто располагаются между участками каштановых почв и таежными почвами. Они занимают территории между 800– и 1000–метровыми абсолютными отметками, заходя по межгорным котловинам и южным склонам хребтов до высот 1100–1200 м, где их выделяют как горные черноземы. Своеобразие степных почв Забайкалья заключается в глубоком промачивании их в непродолжительный период летних ливневых дождей, что и привело к отсутствию в них легкорастворимых солей, т.е. промывности почвенного профиля. Период интенсивного промачивания почв совпадает с периодами максимальных температур и интенсивной вегетации растений. Ряд биогенных элементов быстро выводится из биологического круговорота веществ. Характерной особенностью в формировании этих почв является и большой вынос карбонатов. Наличие сильноокислой реакции в подгумусовой части профиля резко отличает их от типичных черноземов и каштановых почв. Следует отметить и существенные различия в термическом режиме их верхних и нижних горизонтов и особенности биологического круговорота веществ в почве, выражающиеся в очень резкой сезонности. Н.А.Ногина, отмечая своеобразие почв степных территорий Забайкалья, предлагает выделять их на правах региональной группы подтипов в типах каштановых и черноземных почв.

Для лесостепных зон рассматриваемой территории характерно два типа сочетаний почв. При отсутствии многолетнемерзлых пород под луговой степью развиваются бескарбонатные или малокарбонатные черноземы, а под лесом – темносерые почвы. Для территории с многолетнемерзлыми породами на почвах с тяжелым механическим составом Н.А.Ногиной выделяют на правах самостоятельного типа мерз-

лотные лугово-лесные почвы. На склонах северных экспозиций формируются мерзлотные лугово-лесные глеевые почвы. Своеобразие лесостепных почв Забайкалья заключается в особенности залегания многолетнемерзлых пород. Глубина их залегания меняется от 2 до 5 м. Для лесостепных почв большое значение имеют и процессы пучения и трещинообразования, приводящие к языковатости и карманистости нижней границы гумусового горизонта и сглаживанию границ между верхними почвенными горизонтами. В теплый период в почвах этого типа существует большой термический градиент, что приводит к особым условиям миграции вещества по почвенному профилю. Для серых лесных почв можно отметить слабое развитие процессов оподзоленности. Объясняется это явление кратковременностью биологически активного периода. Для части серых лесных почв Н.А.Ногина считает возможным предложить гипотезу происхождения их из черноземов под влиянием зарастания последних древесной растительностью.

Почвы таежных территорий можно разделить на мерзлотно-таежные и горные мерзлотно-глее-таежные почвы. Эти почвы Н.А.Ногина выделяет в качестве самостоятельных типов. В мерзлотно-таежных почвах — слабая дифференция почвенного профиля, высокое содержание подвижных форм железа, обнаруживающих тенденцию к накоплению. В них отсутствует мощная подстилка на поверхности минеральных горизонтов. Мерзлота в них залегает на глубине свыше 1 м. Горные мерзлотно-глее-таежные почвы характеризуются большой увлажненностью и развиваются при условии присутствия мерзлоты на глубине до 1 м. Основным фактором в формировании таежных почв Забайкалья является характер термического режима почв, определяющий направление и скорость биологического круговорота веществ. Влияние этого фактора сказывается на механической дифференциации почв при замерзании и оттаивании почвенной влаги (морозная сортировка материала, криодислокации, трещиноватость). Химическое воздействие, выражающееся в криогенной коагуляции гелей, дегидратации выпадающих из растворов веществ с частичной их кристаллизацией, и изменения в составе почвенных растворов при замерзании приводят к накоплению подвижных соединений в верхней части почвенного профиля. В теплый период (июль-август) возникает вынос вещества из почвы и развитие процессов подзолообразования. Но этот период непродолжителен, поэтому оподзоленность почв проявляется только на песчаных и щебнистых грунтах, где благодаря малой влагоемкости невелико воздействие процессов криогенеза.

Область гольцов, где большие площади занимают каменные развалы, имеет почвенный покров на участках, сложенных мелкоземом. Распространены здесь гольцово-тундровые и гольцово-пустошные почвы. Криогенные явления в этих почвах выражены повсеместно, но проявляются они менее четко, в основном большей щебнистостью верхних горизонтов и излиянием грязевых масс на поверхности с образованием медальонов в тундровых почвах.

В заключение отметим большую роль мерзлотных процессов, накладывающих отпечаток на формирование почти всех типов и подтипов

почв Забайкалья, и особенности их гидротермического режима в летний период, глубокое промачивание и переувлажнение почв и возникновение бокового почвенного стока в грунтах на склонах.

Таким образом, своеобразие природных условий Забайкалья определяется следующими факторами:

1. Континентальность климата, длительная и суровая зима приводят к широкому развитию мерзлотных явлений. Климатические условия различаются на хребтах и в котловинах. Последние оказываются более "континентальными".

2. Мерзлотные явления оказывают очень большое влияние на природные процессы, в том числе и рельефоформирующие. Граница многолетнемерзлых пород служит и границей степей и лесостепей.

3. Режим стока и его характеристики зависят от климатических условий. Максимальная работа рек совершается в июле-августе, когда наблюдаются и наиболее высокие температуры. Большая часть летнего склонового стока переводится в грунтовый. Это особенно характерно для таежной зоны, в меньшей мере для лесостепей. Наибольшая работа совершается потоками при прохождении крупных паводков, имеющих 1-2% обеспеченности. Роль последних в формировании, дифференциации и транзите аллювия очень велика.

4. Растительный покров большей части Восточного Забайкалья отличается малым проективным покрытием. Это местами - в степях - приводит к возникновению поверхностного струйчатого смыва. Для таежной зоны склоновый сток - в основном подземным.

5. Анализ распространения растительности и почв, проведенный Н.А.Ногиной (1964), позволяет говорить о наступлении леса на степь, что связано, по-видимому, с увеличением увлажненности. Распространение тайги в гольцовый пояс позволяет предполагать, что в настоящее время на больших территориях Забайкалья природные условия меняются в благоприятном для произрастания древесной растительности направлении.

РЕЛЬЕФ И РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Морфоструктурная основа рельефа

Основные черты рельефа Забайкалья имеют тектоническую природу, что отмечалось многими исследователями (Воскресенский, 1962; Воскресенский и др., 1965; Зорин, Сизиков, 1965; Нагибина, 1963; Обручев, 1936; Флоренсов, 1948, 1954, и др.). Самые крупные формы рельефа являются и наиболее древними. К таким формам могут быть отнесены хребты и депрессии, заложившиеся еще в мезозойское время. В дальнейшем они изменялись, подвергаясь денудации и некоторому выравниванию, вновь возрождались, часто испытывая дробление единой структуры на более мелкие, типа отдельных блоков (Симонов, 1966).

Основной фон горных сооружений в Восточном Забайкалье составляют хребты, на горст-антиклинальный характер которых указывал Н.А.Флоренсов (1948, 1954) и другие исследователи. Изгибы жестких массивов, сложенных магматическими и метаморфическими породами, сопровождалась их дроблением. Для большинства таких структур Ю.Г.Симонов (1966а) отмечает сильно удлинненную или линейно-вытянутую форму ($K_{\phi} = 0,15-0,30$), относительную массивность центральной части и ступенчатые крылья. Тот же исследователь выделил в пределах изучаемой нами территории Пришилкинскую зону сводовых поднятий и грабен-синклинальных впадин, активных в кайнозое, и Приаргунское среднегорье и низкогорье с впадинами платформенного чехла. Это разделение подтверждает схему новейшей тектоники, составленную по геофизическим данным Ю.А.Зориным и А.И.Сизиковым (1965).

Своды от горст-антиклиналей отличает более изометричная форма, черепашковидная структура групп блоков в их пределах, о чем пишет также М.В.Пиотровский (1966). Длинная ось сводов часто вытянута на северо-восток. По форме они похожи на овалы, что подчеркивается радиальным и дугообразным расположением гидросети. Все своды, за исключением Ундино-Борзинского, являются унаследованными с мезозоя. Ундино-Борзинский свод в мезозое развивался как прогибающийся бассейн геосинклинального типа, с инверсией в нижнем мелу. Своды, несмотря на сходство, имеют много индивидуальных черт, связанных с историей их развития. Некоторые из них, например, Тунгиро-Амазарский, построены очень сложно. На его крыльях отмечаются две наложенные мульды. У других сводов такие наложенные впадины и мульды встречаются и в центральной части (Верхне-Олекминский свод) и по периклинали (Ундино-Борзинский свод) (Симонов, 1966).

Линейные структуры, разделяющие своды, — “структурные швы”, а также линейные структуры, разделяющие элементы крупных морфо-структур (блоки) между собой, как правило, представляют собой зоны дробления, по которым заложена гидросеть. Ю.Г.Симонов предложил выделять зоны трещинных нарушений разных порядков, нашедших различное отражение в рельефе (Симонов, 1966 а и б; Борсук и др., 1967). Трещинной структурой 1-го порядка он предлагает называть одиночную трещину; сгущение одиночных трещин — трещиной структурой 2-го порядка; сгущение сгущений трещин — трещинной структурой 3-го порядка и т.д. Открытые трещинные структуры третьего и более высоких порядков находят прямое выражение в расположении элементов гидросети.

Экзогенная подготовка материала к перемещению

Рельеф Забайкалья, как было показано, тесно связан со структурно-тектоническими особенностями этой территории. Вместе с тем все его развитие осуществляется в постоянном тесном взаимодействии тектонических и климатических процессов. С.С.Воскресенский (1962), оценивая денудацию в пределах хребтов Байкальской горной области, считает, что она уничтожила до 1/4 общих объемов поднятий. В настоящее время реки продолжают врезаться, углубляя свои долины и вынося обломочный материал за пределы гор, и продолжается рост горных хребтов, о чем свидетельствуют частые подвижки, сопровождающиеся землетрясениями.

Материал, перемещаемый реками за пределы горных поднятий, частично остается во впадинах, а частично — выносится из последних. Для северо-восточного Забайкалья (Верхне-Тунгирская, Могочинско-Олонгринская и другие впадины) характерен вынос наносов в четвертичное время с очень малой долей аккумуляции. Это связано с историей тектонической жизни впадин, вовлеченных на неотектоническом этапе в слабое общее поднятие. Для унаследованно прогибающихся или относительно стабильных впадин южного и центрального Забайкалья более часты случаи впадин — аккумуляторов наносов.

Скорость денудации определяется соотношением эндогенных и экзогенных процессов. Роль неотектонических движений в формировании крупных черт рельефа была коротко рассмотрена выше. Перейдем к рассмотрению денудационной системы, складывающейся из выветривания, транзита обломочного материала по склонам и переноса его речными потоками.

Выветривание приводит к диспергированию материала и определяет тип его перемещения на склонах и в русле. Определяется выветривание климатическим и временным факторами. В условиях Забайкалья, где преобладал в плейстоцене резкоконтинентальный климат, а активные тектонические движения создавали большие амплитуды рельефа, не складывались условия для длительного и глубокого выветривания пород. В результате малой активности агентов формировались грубо-обломочные чехлы рыхлых отложений на склонах. Ю.Г.Симонов (1966в)

выделил два ведущих типа существенно физического выветривания в условиях Забайкалья: фрактолитовый и сапролитовый.

Фрактолитовое выветривание заключается в процессе дробления горной породы путем последовательного образования плоскостей и трещин, сочетание которых приводит к образованию более или менее правильных геометрических форм. Механизм этого дробления включает раскрытие микротрещин тектонического происхождения в результате термических воздействий (нагрева и охлаждения) с дальнейшим расклинивающим действием пленочной воды по этим микротрещинам (Шанцер, 1966). Размеры обломков, полученных в результате такого дробления, меняются от глыб до щебня включительно. На процесс фрактолитизации большое влияние оказывают обводненность трещин и их частота. В обводненных трещинах вода замерзает в холодное время года, способствуя расклиниванию субвертикальных трещин. Обломочные частицы при этом имеют сильно уплощенную форму. Фрактолитизация, как пишет Ю.Г.Симонов, осуществляется главным образом за счет годового хода температур.

Сапролитовое выветривание заключается в образовании микротрещин вдоль плоскостей разделения различных минералов в результате неодинаковой их реакции на термические напряжения, разной спайности и т.п. При этом, как нам кажется, на малую роль играют продолжительность такого рода напряжений и их многократность, приводящая к "усталости" породы и ее разрушению. Ю.Г.Симонов подразделяет сапролитизацию на поверхностную и глубинную. Поверхностная сапролитизация захватывает слой породы в несколько сантиметров толщиной, часто сопровождая явления десквамации. Нами наблюдались на Тунгирском хребте тонкие (в 1,5-4,0 см) десквамационные корочки, разрушаемые сапролитизацией. Для объяснения глубинной сапролитизации названный исследователь предлагает механизм медленных вековых (?) колебаний термического поля в приповерхностной части горного массива, охватывающего метры, а иногда и десятки метров. Им отмечается и большое значение увлажнения для процессов сапролитизации. Исходя из того, что в массиве гранитов пористость меняется от 2 до 4%, можно полагать, что заполнение их водой путем разрывов отдельных поровых микрокамер и связи их в единую систему приведет к нарушению сплошности массива и его разрушению.

Сапролитовые толщи располагаются, помимо междуречий, под днищами некоторых долин, под аллювием цокольных террас и т.д. Литология пород оказывает большое влияние на ход сапролитизации. Наиболее характерно этот процесс протекает в породах гранитоидного ряда. Заметим, что процессы фрактолитизации и сапролитизации нередко протекают совместно, накладываясь друг на друга. Ю.Г.Симонов указывает на связь процессов выветривания с горизонтальной зональностью и высотной поясностью. Для лесной и гольцовой зон наиболее характерен процесс фрактолитизации, для степной и лесостепной зон - сапролитизации.

Транзит обломочного материала

Рассмотрим процессы перемещения выветрелого материала от водоразделов в долины.

Движение обломочного материала в приводораздельном поясе гор. Плоские вершины поверхности многих хребтов в Забайкалье составляют характерную их особенность. Слабо наклонные площадки встречаются как в пределах лесного пояса, так и на гольцах. Генезис этих площадок различен. Здесь и широкие поверхности гольцовой планации, развивающиеся в настоящее время в пределах гольцового пояса, и реликтовые гольцовые поверхности, покрытые древесной растительностью, и серии гольцовых террас, встречающихся как на гольцах, так и в виде реликтов в лесном поясе, где на их поверхностях активно протекают солифлюкционные процессы. В приводораздельном поясе нередко также и нивационные останцы, различающиеся размерами и степенью сохранности. Они, как правило, встречаются у верхней границы леса, где частота и размеры останцов наибольшие, а сохранность наилучшая.

Все поверхности в гольцовом поясе каменисты, в большинстве случаев они закурумлены. Движения обломочного материала относительно медленные. Развиваются они путем вымораживания и перемещения обломков вниз по уклону. В некоторых (достаточно редких) случаях при появлении тиксотропных грунтов возможны быстрые перемещения. В лесном поясе на поверхностях планации и гольцовых террасах развиваются солифлюкционные процессы перемещения грунта. На них отчетливо видны натежные языки или солифлюкционные террасы, подобные описанным в работах Т.Н.Каплиной (1965) и Л.А.Жигарева (1967). В целом в вершинном поясе рельефа идет расклевывание обломочного материала от линий водоразделов, относительно быстрое – при развитии солифлюкционных процессов, и крайне медленное – при развитии курумовых.

Склоновое перемещение материала. Подготовленный процессами выветривания и прошедший путь до бровок вершинных поверхностей материал начинает перемещаться на склонах. Тип движения материала и скорость его перемещения определяются степенью диспергированности горной породы. Как уже говорилось, она будет различной в разных зонах. В лесостепной и степной зонах, где материал достаточно измельчен, а увлажненность грунта мала, господствуют процессы медленного смещения обломочного материала на склонах по типу дефлюкции (Воскресенский, Ананьев, 1961; Воскресенский и др., 1959, и др.) или, что почти то же – десерпции (Рыжов, 1962, 1966). Дефлюкция протекает в результате изменения объема рыхлых склоновых отложений при изменении увлажнения и температуры. От солифлюкции этот тип движения отличается тем, что здесь не происходит перемещения оттаявших рыхлых отложений по мерзлоте, так как они отличаются большей сухостью.

В лесостепной зоне выделяются дефлюкционные склоны с мощным чехлом рыхлых отложений (до 2,5–3,5 м) и дефлюкционные с мало-мощным чехлом рыхлых отложений и выходами отдельных скал на

поверхности склона (что приводит к появлению микроосыпей на склоне); встречаются также солифлюкционно-дефлюкционные и реже - дефлюкционно-солифлюкционные типы склонов. При разреженном растительном покрове изредка наблюдается делювиальный смыв. Курумы здесь редки, так же как и осыпи. Они связаны с локальными структурными элементами, а также подмывами склонов реками.

Таежная зона отличается наибольшей пестротой склонов. Здесь выделяются солифлюкционные склоны, дефлюкционно-солифлюкционные склоны и солифлюкционно-дефлюкционные склоны, дефлюкционные склоны (локальные), курумово-солифлюкционные и солифлюкционно-курумовые склоны различной крутизны и стадии переработки солифлюкционными процессами и курумовые склоны (локально). Изредка встречаются дефлюкционно-осыпные склоны-осыпи.

В таежной зоне, как видно из перечисления типов склонов, особое место занимает процесс солифлюкции, связанный с оттаиванием льдонасыщенных грунтов, переувлажнением их (особенно в период выпадения дождей) и переходом в подвижное состояние. Нами в 1962 г. в бассейне р. Талангуй наблюдались солифлюкционные склоны, на которых после продолжительных ливней возникали очень быстрые, катастрофические сплывы грунта. В быстро смещающихся солифлюкционных грунтах наблюдается явление осаждения крупных обломочных частиц из верхних слоев в нижние. Процесс солифлюкции детально описан в работе Т.Н.Каплиной (1965).

Курумы в таежной зоне также имеют широкое распространение, особенно если учесть, что, как говорилось выше, таежный пояс гор и таежная зона на современном климатическом этапе расширяют свои границы как вниз и на юг (в область лесостепей), так и вверх (в область гольцового редколесья). Соответственно у границ таежного пояса (зоны) будут накладываться друг на друга различные процессы формирования рыхлых отложений. У границы тайги и гольцов будут встречаться сложнопостроенные склоновые отложения, которые развиваются по курумово-солифлюкционному, реже по курумово-дефлюкционному путям (последний тип свойствен склонам южных румбов с пятнами остепненной растительности). В то же время для пограничных районов тайги и лесостепи возможно сочетание солифлюкционных и дефлюкционных склонов, а соответственно, и смена процессов перемещения обломочного материала.

Гольцовый пояс - царство курумов. Курумы получают наилучшие условия для своего развития при сочетании сильного переувлажнения, когда вода застаивается и замерзает в трещинах горной породы, и относительно быстрого удаления глыбово-щебнистого материала. Замедление процессов удаления материала приводит к появлению в теле курума мелкозема, закупорке пор и развитию элементов солифлюкционного перемещения материала. В условиях интенсивного промораживания вновь может возродиться курум, на поверхности которого будут выморожены крупные обломки и глыбы. Заметим, что на курумах отсутствует поверхностный сток; он переведен в грунтовый. С помощью грунтового стока происходит перемещение тонких частиц в теле курума. В каналах, секущих тело курума поперек, наблюдались ложбины

и гряды в коренном ложе пород. Ложбины были забиты мелкоземом. Процесс вымораживания обломков в курумах приводит к мерзлотной сортировке материала и появлению своеобразных форм типа "каменных цветов", описанных В.Н.Кленовым (1963).

На склонах гольцового пояса местами встречаются также полосы солифлюкции, мелкозем которых поступает из зон интенсивного дробления и милонитизации горных пород.

Перемещение обломочного материала в днищах долин. Комплекс форм, встречаемых в днищах долин, многообразен и своеобразен. Его своеобразие заключается в широком развитии на днищах долин форм нефлювиального генезиса. К таким формам могут быть отнесены педименты, мари и каменные россыпи на днищах падей — курумы.

Педименты в Забайкалье описаны многими исследователями (Симонов, 1966; Пиотровский, 1966; Чичагов, 1959, и др.). В южном Забайкалье это относительно сухие поверхности, примыкающие к поймам или террасам рек и резко сочленяющиеся со склонами. В более северных, таежных районах, они представляют собой закурумленные или заболоченные поверхности, подходящие иногда непосредственно к руслу, но чаще с уступом или без него сочленяющиеся с террасами и поймой. Процессы педиментообразования могут быть привязаны к террасам различных уровней; в этом случае создается лестница педиментов. Мерзлотный забой, работающий в основании склона, подрезаемого педиментом, создает грубообломочный материал, перемещение которого происходит по типу движения обломков на гольцовых террасах. Значительный снос материала со склонов, подрезаемых педиментами, приводит к прекращению работы мерзлотного забоя и формированию на педименте кальматирующих рыхлых отложений. При наличии многолетнемерзлых пород и малых уклонах поверхности наносы на педименте быстро заболачиваются. Возникает марь на педименте. Смещение материала мари обусловлено оттаиванием деятельного слоя многолетнемерзлых пород.

В верховьях малых долин, падах и распадках формируются своеобразные потоки солифлюкционного материала, широко распространенные в таежной зоне Забайкалья. Ю.Г.Симонов (1966, 1967) выделил их в качестве самостоятельного регионального типа долин — марей. Материал в таких солифлюкционных долинах — марях формируется под воздействием склоновых процессов, поставляющих его в долины при относительно слабом его перемыве русловыми потоками. Мощности рыхлых отложений здесь могут достигать 20–30 м. Русло морфологически выражено нечетко, оно наследует морозобойные трещины, постепенно их моделируя. Даже на водотоках 3-го и 4-го порядков (по Р.Хортону, 1948) легко заметить связь русел с полигональностью грунтов в пределах долинных марей.

К другой разновидности долин могут быть отнесены долины—курумы, выделенные Ю.Г.Симоновым (1963). Как правило, они располагаются в верхних звеньях гидрографической сети — в небольших падах и распадках. Дно их занято курумом, а водоток течет в его теле, только кое-где выходя на поверхность. Эти образования характер-

ны для лесной зоны и пояса редколесья. Мощность отложений достигает 4–7 м.

Для степной части территории характерны пролювиальные долины со сложно построенными толщами осадков. В них чередуются отложения временных водотоков (собственно пролювий) и склоновые отложения. Долины этого рода имеют слабо вогнутые днища. Мощности отложений меняются от первых метров до 10–20 м.

Флювиальные долины, имеющие наибольшее распространение в пределах Забайкалья, отличаются своим обликом в различных регионах. Особенности их связаны как с величиной (порядком, в понимании Р.Хортона, 1948), так и с местоположением в зональном и тектоническом аспектах. Порядок водотока и его положение в структуре речной сети, т.е. однопорядковость или разнопорядковость его сочленения с другими водотоками, определяют характер долины и аллювия в ней.

Местоположение долины в пределах поднятия или впадины, в таежной или степной зонах, определяет характер эрозионно-аккумулятивной деятельности. Учет трех основных элементов: тектоники, климата и структуры речной сети, – дает полное представление о типах долин и особенностях их развития.

Характер долин определяет и транзитность обломочного материала. В долинах – курумах она наименьшая, в типичных флювиальных долинах – наибольшая. В маревых долинах транзитность обломочного материала невелика. По характеру уклонов, влияющих на перенос обломочного материала, на территории Забайкалья выделяются все три типа рек – равнинные, полугорные и горные. Водность потока тесно связана с его размерами, т.е. порядком, что достаточно определенно было показано Н.А.Ржаницыным (1960). Уклоны и характеристики водности рек определяют эрозию и аккумуляцию в бассейне.

Изучая аккумулятивные террасы, можно судить о некоторых характеристиках древних потоков. На территории Забайкалья при изучении крупных рек (Шилки, Аргуни, Онона, Нерчи и др.) были выявлены основные закономерности формирования аллювия и этапы развития древних долин. Следует упомянуть работы С.Г.Мирчинк (1960), В.Э.Мурзаевой (1961), В.Э.Мурзаевой и Б.Н.Рыжова (1962), С.С.Воскресенского, Г.А.Постоленко, Ю.Г.Симонова (1965), Ю.Г.Симонова (1966), Б.И.Корнутовой и Е.И.Хотиной (1966), которые подвели итоги изучения истории формирования аллювия различных регионов Забайкалья. На основании этих работ можно выделить ряд этапов формирования аллювия долин крупных рек.

Первый этап относится к рубежу миоцена и плиоцена, когда дифференцированные движения привели к большой контрастности хребтов и впадин и расчленению древней денудационной равнины. В долинах рек наблюдается интенсивный врез, предшествующий накоплению "белесой" толщи. Второй этап – накопление "белесой" толщи – начинается в плиоцене, захватывает весь нижний плейстоцен и низы среднего плейстоцена. Формируется главная терраса р. Шилки (100 м), прослеживаемая по крупным рекам. В среднем плейстоцене – новый врез,

а затем формирование "рыжей" толщи. С верхнечетвертичного времени начинается этап врезания, создавший лестницу террас. В малых долинах горст-антиклинальных хребтов аллювий первого и второго этапов часто отсутствует, уровень заполнения долин читается в морфологии самих долин. Для рек этого типа характерен веер расходящихся вниз по долине террас (Борсук, 1966). В грабен-синклинальных впадинах сохраняются погребенные толщи аллювия.

Все вышеизложенное позволяет сказать:

1. Крупные черты рельефа Забайкалья имеют тектогенную природу.

2. Денудационная система характеризуется зональными (поясными) различиями, нашедшими отражение во взаимодействии основных элементов денудации: выветривания - склонового сноса - русловых процессов.

3. На территории Забайкалья выделяется два резко различающихся типа выветривания - фрактолитовое и сапролитовое, приводящих к различной степени диспергированности горных пород.

4. Процессы склонового сноса и руслового выноса также имеют зональные (поясные) различия. Отмечается большая роль смещения границ зон (поясов) за плейстоцен.

5. История развития рельефа и формирования аллювия крупных долин включает ряд последовательных этапов врезания рек и заполнения их аллювием.

6. Для малых долин свойственно преобладание выноса обломочного материала. Накопленные здесь толщи отражают лишь последние этапы развития гидросети. Для рыхлых толщ в этих долинах характерен зональный (поясный) облик (маревые, пролювиальные и другие типы отложений). Склоновый снос на отдельных этапах развития долин мог почти полностью подавлять морфолитогенетическую деятельность русла.

АНАЛИЗ ШЕБНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГАЛЕЧНИКОВ ПРИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Анализ щебнистых отложений и галечников, как это уже было показано во введении, в полном объеме включает в себя анализ грубых частиц и заполнителя из мелкозема. В современных геоморфологических и литологических исследованиях значительное внимание уделяется мелкозему, его минералогическому, механическому, химическому анализам, анализам новообразований и включений. Грубый материал подробно не анализируется или анализируется недостаточно. В предлагаемой работе основной упор делается на детальный анализ грубого материала с целью выявления той особой информации, которая содержится в расположении, геометрической форме и окатанности обломков.

Анализ грубообломочных толщ правильнее начать с рыхлых отложений денудационных поверхностей и склонов, т.е. с тех элементов, где возникают обломки и где впервые создается их первичный морфологический облик. В дальнейшем необходимо проследить, как, каким образом происходит изменение этой формы, и в конце рассмотреть эволюцию формы обломка в русле. Таким образом, мы смогли бы проследить весь ход превращения щебня в гальку. Одним из важнейших итогов исследования могло бы стать решение обратной задачи — зная основные параметры галек и их совокупностей, попытаться установить характер склоновых процессов, доставляющих обломочный материал в русло. Это вплотную приблизило бы нас к построению моделей палеогеоморфологических реконструкций.

Морфологические параметры обломков могут содержать разнообразную информацию о свойствах коренных пород, их структуре, о тектонических и физико-географических условиях образования. Неравномерность распределения тепла и влаги, различная крупность обломков, их подвижность на склонах различной крутизны и экспозиции — все это может найти отражение в строении толщ грубообломочных образований и форме обломков.

По ряду соображений анализ рыхлых отложений удобнее начать с ориентировки обломков, а окончить этот раздел выявлением закономерностей формы. Это прежде всего связано с тем, что ориентировка — это один из параметров грубых обломков, наиболее просто измеряемых и обрабатываемых. Интерпретация данных в значительной мере опирается на представления об увеличении упорядоченности ориентировки при спокойном (ламинарном) движении обломков. К тому же оценка упорядоченности и скорости движений рыхлых масс может понадобиться нам при изучении причин, определяющих форму обломка.

Ориентировка обломков

Ориентировка обломочных частиц дает информацию о типе перемещения материала на склоне и косвенно о его интенсивности. Изучая ориентировку обломочных частиц на разных глубинах в склоновых отложениях, в отдельных случаях можно установить, что не только направление, но и угол наклона обломков испытывают существенные изменения с глубиной. Это может быть следствием различия типов движения на поверхности и глубине или свидетельством изменения условий движения во времени.

При изучении ориентировки обломочных частиц выбираются наиболее крупные обломки, которые составляют значительный процент от всей пробы. Мелкие обломки имеют худшую, а иногда даже случайную ориентировку, так как отдельные мелкие щебенки попадают в уже готовые ячейки ориентированных текстур, созданных более крупными обломочными частицами. Все исследования ориентированных текстур проводились нами по выделенным и описанным в расчистках слоям и горизонтам склоновых отложений. Эти отложения заметно отличаются друг от друга на вершинных поверхностях хребтов и их склонах.

Привершинный комплекс содержит в себе элювиальные отложения и отложения нагорных (гольцовых) террас.

Элювиальные отложения встречаются в пределах выровненных поверхностей вершин и хребтов и занимают относительно небольшие площади на 600 – 1000-метровых абсолютных отметках. Выше 1000 м обломочный материал практически целиком бывает смещен мерзлотными процессами.

Элювий представлен щебнисто-обломочным или щебнисто-дресвяным материалом с небольшой примесью суглинка и песка в верхнем горизонте. Элювиальные отложения в чистом виде встречаются крайне редко. Большинство из них в том или ином виде несет следы мерзлотной дифференциации и прежде всего вымораживания плоских удлиненных обломков. Роза углов наклона длинных осей обломков относительно дневной поверхности подчеркивает заметное число обломков, стоящих вертикально. Ориентировки остальных выглядят хаотично (рис. 8). Наличие вертикальных движений обломков не позволяет выявить в Забайкалье те черты, которые типичны для элювия, т.е. их "спокойное", субгоризонтальное залегание.

Среди приводораздельных форм рельефа выше 1000-метровых абсолютных отметок широким распространением пользуются гольцовые террасы. Самые верхние из них, на высотах свыше 1200–1300 м, характеризуются интенсивно протекающими в настоящее время процессами гольцовой планации, а нижние перерабатываются солифлюкционными процессами. Ориентировка обломочных частиц отчетливо подтверждает это, позволяя выделить ряд интересных деталей. Так, в рыхлой толще на развивающейся нагорной террасе углы наклона длинных осей обломков меняются в широких пределах. Хаотичность движений создает случайную многопиковую розу (рис. 9,а). Переработка

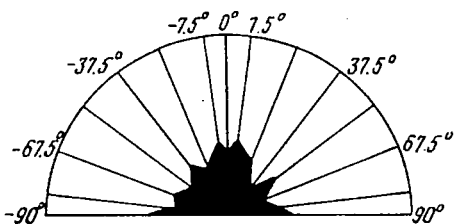


Рис. 8. Роза углов наклона длинных осей обломков относительно дневной поверхности в элювиальных отложениях

гольцовых закурумленных террас солифлюкционными процессами приводит к появлению в ориентировке длинных осей обломочных частиц направления, близкого к углу наклона гольцовой террасы (рис. 9, б). На реликтовых гольцовых террасах, изучаемых нами в бассейне р.Талангуй на высотах 1050–1100 м, ориентировка обломочных частиц в рыхлых отложениях резко отличается от таковой на развивающихся нагорных террасах. На реликтовых террасах прослеживается четкая ориентировка обломочных частиц вниз по уклону, запрокидывание их в процессе движения достаточно редко (10–15% щебенки имеют контр-уклон длинной оси). До 90% всех частиц имеют угол наклона, близкий к углу наклона склона (рис. 9, в).

Грубообломочные осадки, связанные с формированием мерзлотных форм, наиболее часто встречающиеся в привершинном поясе, также отличаются преобладанием обломочных частиц, поставленных субвертикально. Каменные полосы и многоугольники, мерзлотные забои в активных стадиях своего развития имеют два пика в углах наклона щебня, оба достаточно близких к 90° (рис. 10, а). Встречается и другой тип ориентировки углов наклона длинных осей обломков относительно дневной поверхности, характеризующийся большей хаотичностью. Они, как правило, свидетельствуют о начальной стадии торования обломков при курумообразовании.

Для каменных полос, расположенных на уступах гольцовых террас и широко распространенных по склонам, на розах ориентировки простирающихся длинных осей обломочных частиц наблюдается некоторая ориентированность длинных осей обломков и щебня вниз по склону. Характерная роза пучения в ориентировке обломочных частиц здесь деформируется процессом начавшегося движения материала (рис. 10, б).

Подводя итоги, можно сказать, что для вершинного комплекса характерна "мерзлотная" роза углов наклона длинных осей обломочных частиц. Местами, где материал переходит в солифлюкционное смещение, наклон длинных осей щебня приобретает ориентировку параллельно склону. По ориентировке можно судить о стадии развития той или иной формы.

Склоновый комплекс. Переходя к отложениям склонов, анализ ориентировки обломочных частиц начнем с курумовых склонов, так как они распространены весьма широко по всему Забайкалью и являются ранней фазой эволюции склоновых отложений. В них прослеживается

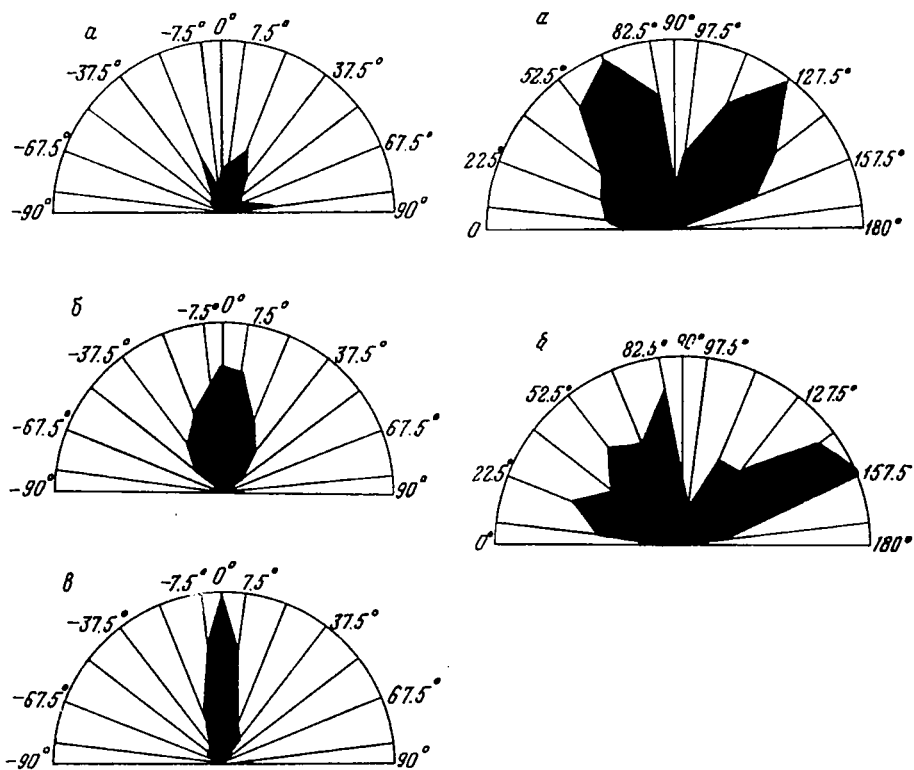


Рис. 9. Роза углов наклона длинных осей обломков относительно дневной поверхности на гольцовых террасах водораздела рек Турги и Тангануя

а - на высоте 1250-1300 м; б - 1180-1220 м; в - 1050-1100 м

Рис. 10. Ориентировка длинных осей обломков в каменном многоугольнике

а - в стадии "торошения"; б - в стадии отмирания

четкая дифференциация обломочного материала. Ориентировка и углы наклона длинных осей щебня и обломков изучались в приповерхностных горизонтах. Исследования показали, что большинство обломочных частиц по ориентировке их длинных осей могут быть отнесены к слабоориентированным и что углы наклона обломков в верхнем слое параллельны склону. Можно предположить, что слабая ориентировка длинных осей обломочных частиц связана со сложным процессом движения курума, когда имеет место и соскальзывание, и перекачивание отдельных обломков вниз по склону. Немаловажную роль, вероятно, играет изменение объема воды, замерзающей в трещинах коренных по-

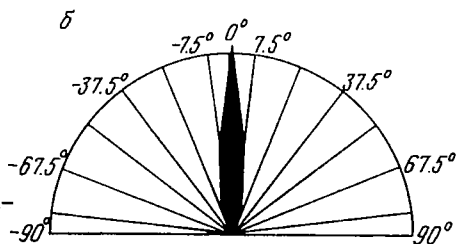
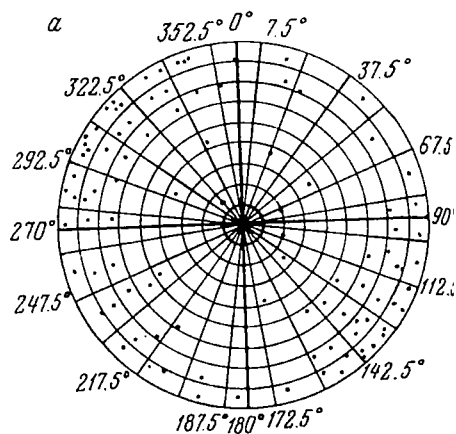
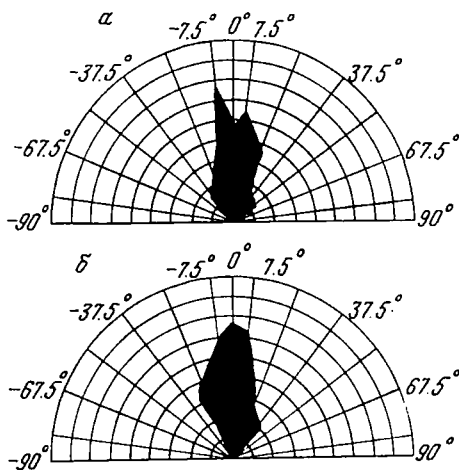


Рис. 11 – Роза углов наклона обломков на поверхности курума. а – северной экспозиции; б – южной экспозиции

Рис. 12. Ориентировка (а) и углы (б) длинных осей обломков на пологом солифлюкционном склоне с пластовым перемещением материала (бассейн р. Талангуй, падь Горбияча)

род у основания курумов. Различается наклон длинных осей обломков на пологих и крутых курумовых склонах. На пологих склонах (до 12–15°) преобладает хаотичная ориентировка длинных осей обломков; на крутых склонах в нижних горизонтах курумов преобладают вертикально стоящие или слабо наклоненные по падению склона обломки, а в верхних горизонтах обломки лежат, и их длинные оси параллельны поверхности склона. Почти полное отсутствие вертикально стоящих обломков в верхней части разреза свидетельствует о преобладании процессов движения, по типу, близкому к соскальзыванию. Курумы крутых склонов северной и южной экспозиций мало отличаются друг от друга по ориентировке обломочных частиц (рис. 11). Работа польского исследователя Т.Клатки (Klatka, 1961), проводившаяся по методу А.Кайе и заключавшаяся в определении параллельности азимутов падения склонов и простираения длинных осей обломков (параллельной считалась ориентировка при разнице азимутов до 45°), подтверждает в целом наши выводы.

По данным Т.Клатка, во всех каменных полях длинные оси обломков чаще всего вытянуты по падению склонов, но угол наклона их не остается постоянным и колеблется в широких пределах. Показатели процентного соответствия направления падения склона и длинных осей обломков колебались между 55 и 77,5%. Каменные поля, расположенные у подножия гор, по данным того же автора, имеют меньшее количество обломочных частиц, движущихся параллельно склону (55, 56,2, 55,6%). Для средних частей курумных склонов отмечается максимальное совпадение длинных осей обломочных частиц и направления падения склона. Эти наблюдения согласуются и с нашими выводами об ухудшении ориентировки (в нашем случае наклоне длинных осей обломков) на пологих частях склонов.

Солифлюкционные склоны. Движение материала на этих склонах находит отражение в текстурах щелнистых отложений. При изучении солифлюкция в Восточном Забайкалье О.А.Борсук и Ю.Г.Симонов (1965) выделили два региональных вида – дифференцированный и пластовый. Для дифференцированного по скорости движения солифлюкция характерна сортированность материала по вертикальному профилю, в то время как для покровного солифлюкция, в пределах которого движение имеет равномерный характер на больших площадях, сортированность материала по разрезу отсутствует. Для пластового солифлюкция была получена довольно хаотичная ориентировка длинных осей обломков, хотя и с общим направлением длинных осей обломков вниз по склону (рис. 12, а), а также с четкой приуроченностью углов наклона параллельно склону (80% обломков дают угол наклона от $-20,5$ до $+20^\circ$) (рис. 12, б).

Солифлюкций, имеющих вид натечных языков на склоне, характеризуется различием в скоростях движения не только по вертикальному профилю, но и по поверхности движения грунтовых масс. При рассмотрении механизма движения материала на склонах, где распространен такой дифференцированный солифлюкций, выявляется ряд интересных особенностей. Во-первых, этот тип солифлюкционных отложений довольно строго приурочен к склонам южной экспозиции с углами наклона в $7-10^\circ$, а во-вторых, для него типичны небольшие и пологие натечные языки. Отчетливо прослеживается дифференциация материала в вертикальном профиле: верхние 30–40 см разреза сложены суглинком с включением отдельных обломков, ниже – обломочно-щелнистый горизонт почти без мелкозема. Если проследить изменение углов наклона и ориентировки обломков, то можно заметить, что в тыловой части солифлюкционного бугра угол наклона обломков больше соответствует углу наклона склона, особенно там, где уменьшается количество мелкозема, а ориентировка в целом сохраняется, мало меняясь по вертикальному разрезу (рис. 13). На глубине 0,5–1,1 м 65–70% обломков параллельны склону. У поверхности это количество падает до 50%. Непосредственно на бугре, в зоне подтекания материала к его лобовой части, обломки запрокинуты вверх по склону, а в зоне растекания материала с бугра обломки резко затрокинута вниз по склону. Здесь нарушается четкость в углах наклона обломков. На рас-

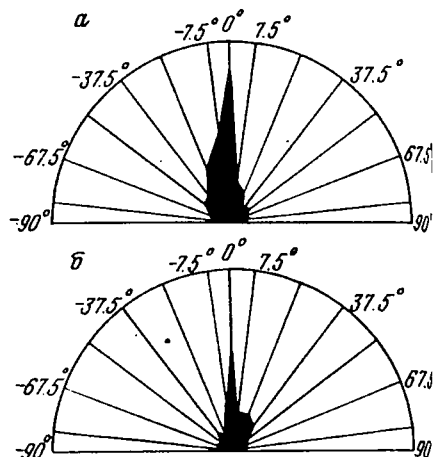
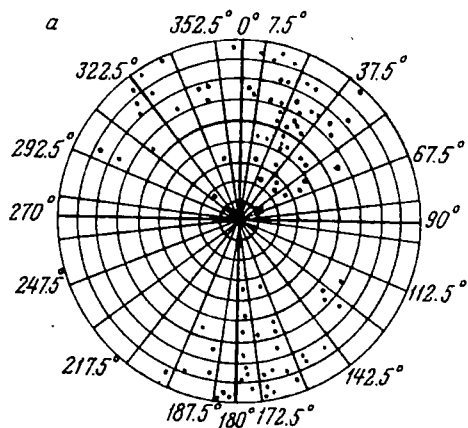


Рис. 13. Ориентировка и углы наклона длинных осей обломков в дифференцированном солифлюкционном бассейне р. Талангуй.

а - на глубине 0,5-1,1 м;
б - 1,1-1,6 м

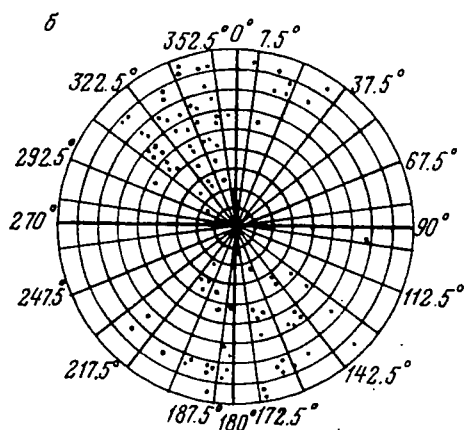


Рис. 14. Роза углов наклона длинных осей обломков на солифлюкционном шлейфе в бассейне р. Талангуй

а - на глубине 0,4-1,1 м;
б - 1,1-1,7 м

стоянии 4-5 м от дистальной части солифлюкционного бугра не наблюдается соответствия углов наклона длинных осей обломков и уклонов склона. Грунтовые массы, сползая с бугра, испытывают сильное перемешивание, и, возможно, частично тонут в массе материала. Полное выравнивание длинных осей обломков параллельно склону происходит на расстоянии 8-10 м от лобовой части солифлюкционного бугра.

Хорошая ориентировка обломочных частиц в солифлюкционных склоновых отложениях отмечается всеми авторами, которые занимались ее изучением (Борсук, Симонов, 1964; Рухина, 1956).

С. Рудберг (Rudberg, 1958), измерявший ориентировку обломков послойно на глубинах 0-20 см и 40-60 см, пришел к выводу, что более глубокие горизонты дают менее четкую ориентировку с постоянным смещением ее против часовой стрелки по сравнению с ориентировкой в верхнем слое. С увеличением угла наклона это смещение увеличивается. Этот "сдвиг" в ориентировке, как нам думает-

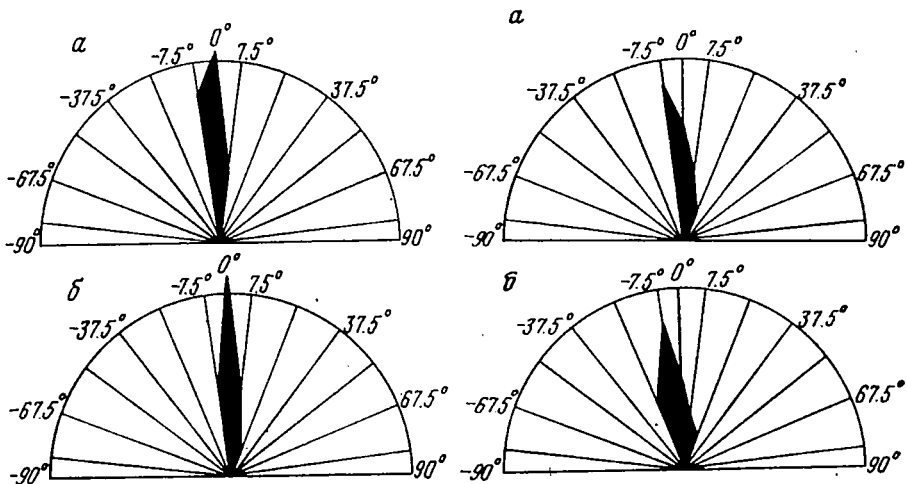


Рис. 15. Роза углов наклона длинных осей обломков на дефлюкционном склоне с большой мощностью рыхлых отложений (падь Гелка, бассейн р. Талангуй).

а - на глубине 0,0-0,2 м; б - 0,2-1,2 м

Рис. 16. Роза углов наклона длинных осей обломков на дефлюкционном склоне с маломощным чехлом рыхлых отложений (г. Змеевка, бассейн р. Талангуй).

а - на глубине 0,0-0,2 м; б - 0,2-1,3 м

ся, обусловлен наличием границ подвижных сред: верхней, с быстрым движением, и нижней - замедленно движущейся.

Солифлюкционные шлейфы. Под солифлюкционными шлейфами понимаются аккумулятивные части солифлюкционных склонов. Ориентировка обломочных частиц в этом типе отложений хорошая. В верхнем горизонте (40-110 см) углы наклона обломочных частиц слегка запрокинуты вниз по уклону, а на глубине 110-170 см - вверх (рис. 14). Это свидетельствует о двух процессах: для верхнего слоя - быстрого течения грунта, для нижнего - вымораживания.

В целом для солифлюкционных склонов характерны хорошая ориентировка длинных осей обломков вниз по склону и соответствие углов наклона склона и их длинных осей.

Дефлюкционные склоны. Рыхлые отложения дефлюкционных склонов имеют различную мощность. Мы выделяем дефлюкций значительной мощности (2,5-3,0 м) и маломощный дефлюкций. В пределах распространения дефлюкционных отложений значительной мощности наблюдается как бы полный разрез коры выветривания с закономерным измельчением вещества вверх по разрезу. Ориентировка обломочных частиц в этом типе отложений достаточно отчетливая. Углы наклона длинных осей обломков и щебня соответствуют углам наклона склонов, т.е. параллельны их поверхности (рис. 15). Повторяемость

углов наклона обломков, параллельных склону, — 96% в верхних горизонтах и 90% — в нижних. На очень сухом остепненном склоне южной экспозиции в бассейне р. Талангуй на высоте 1050–1100 м крутой дефлюкционный склон имеет несколько отличную розу углов наклона обломков. Только 71% обломков в верхнем слое и 66% в нижнем слое имеют уклон параллельно склону (-20° — $+20^{\circ}$). Углы наклона длинных осей обломков чаще дают наклон, больший угла наклона склона. Если сравнить розы углов наклона обломков приповерхностных горизонтов и более глубоких, то выявляются их различия. При этом роза углов наклона обломков на глубине 1,0 м и более напоминает розу солифлюкционного склона. Последнее позволяет предположить, что уменьшение увлажненности склонов в недавнее время привело к замене солифлюкционных процессов дефлюкционными.

Для маломощного дефлюкция наблюдается уменьшение с глубиной количества обломков, длинные оси которых располагаются параллельно склону. При этом растет хаотичность в распределении углов наклона длинных осей обломочных частиц (рис. 16). Отмечается некоторое запрокидывание длинных осей обломков вверх по склону. Уменьшение степени ориентированности длинных осей обломков связано, вероятно, с увеличением размаха колебаний размеров обломков и большой пористостью отложений нижних горизонтов. Наряду со скольжением, медленным смещением всей массы обломков, для поверхностных горизонтов, вероятно, немаловажную роль играет и процесс осыпания, локализованный у выходов скал. Благодаря этому в розе ориентировки длинных осей обломочных частиц появляется пик, перпендикулярный азимуту падения склона. Для нижних горизонтов, возможно, некоторую роль играют и процессы мерзлотного вымораживания.

На крутых курумово-дефлюкционно-осыпных склонах (бассейн р. Тунгир) ориентировка длинных осей обломков перпендикулярна азимуту падения склона. В верхних горизонтах она более четкая, чем в нижних. Такая ориентировка свидетельствует о том, что идет скатывание обломочных частиц вниз по уклону. Углы наклона длинных осей обломочных частиц невелики, 65–90% из них не превышают 30° . Судя по сходству ориентировки верхних и нижних слоев рыхлого склонового чехла, где видны элементы осыпания, можно предполагать, что эти отложения формировались за очень короткий промежуток времени. Скатывание щебенки, на наш взгляд, объясняется их подвижками в ходе мерзлотных процессов.

Ориентировка обломочных частиц в пределах педиментов дает несколько разновидностей. На закурумленных педиментах, занятых каменными многоугольниками и полигонами, прослеживается типичная мерзлотная ориентировка обломочных частиц. Замер ориентировки длинных осей обломков на педименте в верхнем течении р. Бухты показывает, что их ориентировка весьма хаотичная, средние углы наклона свыше 40 – 50° . При развитии на педиментах марей углы наклона обломочных частиц в верхних горизонтах рыхлых толщ приближаются к субгоризонтальным, в то время как в нижних горизонтах ориентировка типично мерзлотная.

Курумы днищ падей (каменные глетчеры). Ориентировка обломков в этих отложениях хаотичная, что очень хорошо подтверждается розой углов наклона обломков и их ориентировкой.

Закончив рассмотрение ориентировки обломочных частиц по различным видам склоновых отложений, начиная от водоразделов и кончая днищами падей и долин, подведем некоторые итоги. Щебенка и обломки в толще склоновых отложений различного происхождения располагаются то беспорядочно, то в их расположении чувствуется слабая ориентировка, а в некоторых случаях ориентировка обломочных частиц становится основным текстурным признаком. Хорошая ориентировка обломочных частиц может быть результатом движения обломков в условиях относительно подвижной среды, а поэтому степень ориентированности обломков может являться определенным генетическим признаком. По углам наклона обломочных частиц можно выделить три группы отложений: I – отложения дефлюкция курумов северных склонов, солифлюкция склонов и курумово-дефлюкционных склонов; II – отложения снежного забоя, курумов южных склонов, солифлюкция развивающихся нагорных террас, каменных рек и полос, отложения педиментов и каменных глетчеров, т.е. отложения, которые возникают при большом участии мерзлотных процессов; III – отложения солифлюкция реликтовых нагорных террас и ортоэлювия.

Ориентировка длинных осей обломков на склонах дает также несколько различных видов диаграмм. Для первого вида характерна хаотичная ориентировка. Это свидетельство мерзлотных процессов, преобладающих над всеми другими. Для второго вида характерна ориентировка длинных осей вниз по склону, что является показателем движения по типу дефлюкция или солифлюкция под влиянием медленного движения грунтовых масс вниз по склону. Третий вид диаграмм свойствен осыпным отложениям. Для него характерно перпендикулярное к склону направление длинных осей обломочных частиц. Иногда образуются сложно построенные розы, которые позволяют видеть наложение двух или даже трех типов движения.

Ориентировка обломочных частиц помогает выделить тип процесса перемещения обломочного материала и в какой-то мере его интенсивность. Хаотичная ориентировка свидетельствует о медленном перемещении, параллельная поверхности склона – о более быстром. Вместе с тем ориентированные текстуры склоновых отложений служат диагностическим признаком при определении генезиса склоновых отложений.

Форма обломочных частиц

Форма обломочных частиц разнообразна. Встречаются удлиненные, ножевидные, изометричные обломки. Разнообразие их формы не раз привлекало внимание исследователей. В предлагаемом ниже исследовании мы попытаемся доказать, что разнообразие формы обломочных частиц является следствием условий их образования и эволюции. Щебнистые обломочные частицы в различных генетических типах склоновых

отложений Забайкалья обладают различной формой. Образование обломков определенной формы связано с возникновением и раскрытием трещин вследствие гидротермических или динамических напряжений. Нетрудно видеть, что, несмотря на различия причин, мы в обоих случаях будем иметь поле напряжений, превышающих пределы прочности пород. Для трещинообразования в термическом поле Б.Н.Достоваловым (1961; Достовалов, Кудрявцев, 1967) была разработана теория по определению "нормальной" формы обломков сухих изометричных пород, возникающих в результате напряжений в породе при критическом значении градиента термического поля.

Б.Н.Достовалов (Достовалов, Кудрявцев, 1967) сформулировал ряд закономерностей формирования трещин:

1. Для однородных массивов должно быть верным правило параллельности трещин, закладываемых на расстоянии X одна от другой.

2. Углы при сопряжении трещин должны быть прямыми (закон перпендикулярности).

3. Разрывающие напряжения (τ) пропорциональны произведению линейного размера отдельности (X) на градиент температуры (Δt). При малых градиентах температуры массив распадается на крупные прямоугольные отдельности с соотношением сторон, приблизительно равным $\sqrt{2}:1$. При увеличении градиентов температуры эти отдельности последовательно делятся на все более и более мелкие, сохраняя соотношение сторон. Как утверждает Б.Н.Достовалов, для возникновения трещин более молодых генераций и деления полигонов необходимо увеличение градиента термического поля в 1,41 раза.

4. В неоднородных породах трещины будут извилистыми и не вполне параллельными друг к другу, но перпендикулярность их в точке сопряжения остается в силе.

5. В литологически различных породах развиваются системы отдельностей различной крупности.

6. Кроме двух систем взаимно перпендикулярных вертикальных трещин, выделяющих прямоугольные призмы, последние разбиваются горизонтальными трещинами на параллелепипедальные отдельности. Соотношение сторон в объемной фигуре при этом должно быть равным $\sqrt{2}:1:0,71$.

Таким образом, для однородной изотропной породы можно принять объемную модель отдельности, выведенную Б.Н.Достоваловым.

Остановимся на дальнейшем разрушении крупных отдельностей – блоков горной породы. Их разрушение протекает не только в термическом поле, но и в поле увлажненности. На большое влияние влаги на дезинтеграцию монолитной породы обратил внимание Е.В.Шанцер (1966). Соотношение термического и влажностного факторов в разрушении породы рисуется так: кроме крупных "термических" трещин возникают и более мелкие дефекты в сплошности породы (микротрещины), связанные с "усталостью" породы, и осваиваемые на первых порах пленочной водой. Расширяясь, часть трещин представляет идеальный путь для дальнейшего разрушения породы при замерзании и оттаивании воды. Таким образом, на наш взгляд, происходит разрушение породы под воздействием пленочной и замерзающей гравитационной воды. Вполне

естественно предположить, что при наложении термических напряжений и напряжений, связанных с действием замерзающей воды, могут образовываться обломки, отличающиеся от "нормальной" формы. Обломочные частицы динамического растрескивания в зонах тектонических напряжений также могут иметь форму, которая не будет совпадать с нормальной. В зонах тектонической трещиноватости в результате сближенности элементарных трещин становятся обычными очень длинные, ножевидные обломки с коэффициентом b/a приблизительно 0,05 - 0,10. Такие экзотические обломочные частицы наблюдались нами в зонах трещиноватости неоднократно. Прежде чем перейти к изучению влияния различных факторов на становление формы обломочных частиц (крупность, состав коренных пород) и условий, в которых она возникает (экспозиция и увлажненность склонов), необходимо определить объем частных выборок, достаточный для анализа параметров формы обломка.

Определение объема выборок

Для сопоставления обломков различного генезиса нами выбраны обломки фракции 25-50 мм по оси В. Согласно расчетам [см. формулу (22)] определено, что при величине среднего значения оси В, равном 35 мм, и среднеквадратичном отклонении (σ), равном 4,5 мм, объем выборки, согласно номограмме достаточно больших чисел, будет равен 60 обломкам. Отсюда выборка в 100 обломков может считаться вполне репрезентативной при ошибке $\epsilon = 0,07$. А при малой изменчивости размеров обломков она может уменьшаться до 40 обломков. Эти размеры выборки и приняты нами при определении стандартных параметров изучаемых объектов. Некоторые расчеты выборок приведены в табл. 11.

Таблица 11

Расчеты выборок для обломочных частиц различных размеров

Размер, см	Коэффициент вариации	Объем выборки
4,1	0,46	60-70
4,9	0,45	60-70
2,8	0,47	60-70
2,7	0,55	80-90
3,0	0,64	120
3,7	0,57	90
4,2	0,48	60-70
2,6	0,52	80
5,0	0,67	120-130
2,5	0,33	25-30

Изучая связь ширины и толщины обломков различного петрографического состава, мы убедились в том, что угол наклона линии регрессии $c = f(b)$ обладает определенным постоянством, что тесно связано с происхождением обломков в закономерном поле напряжений (рис. 17). Размеры обломков, их длина, ширина и толщина оказываются связанными между собой. И.Ф.Бурлай (1963) впервые обратил внимание на эти связи. Нами были изучены те же связи как для двух параметров обломочных частиц (длины и ширины, ширины и толщины), так и для трех параметров, характеризующих форму обломков в целом. Исследование двоичных связей показало, что они достаточно тесные (коэффициент корреляции между ними меняется от 0,65 до 0,87). Тройчные связи между основными параметрами обломочных частиц были получены для трех точек в зависимости от положения на склоне, в его верхней, средней и нижней частях. При этом оказалось, что коэффициент тройной корреляции между параметрами a , b и c при движении от верхней части склона к его подошве уменьшается от 0,98 до 0,76. На наш взгляд, это связано с постоянным добавлением к склоновому чехлу новых обломков, сформировавшихся в иных условиях. Это может, видимо, служить свидетельством смещения рыхлого чехла на склоне.

Крупность и форма обломочных частиц. Крупность обломочных частиц в чехле склоновых отложений является функцией свойств коренных пород и условий их выветривания. Это находит свое отражение и в их форме. Осадочные породы, имеющие плитчатую отдельность, в зависимости от размера изменяют оба коэффициента формы — уплощение и удлинение. Как видно на рис. 18, а коэффициент удлинения обломочной частицы сланцев с увеличением размера обломков меняется линейно в сторону уменьшения. Изменение коэффициента уплощения подчиняется уравнению показательного типа. При анализе установлено, что он резко возрастает с уменьшением размера обломков, особенно при переходе от фракции 25–50 мм к фракции 10–25 мм (рис. 18, б).

При сравнении формы обломков изверженных пород различных фракций установлено, что коэффициенты формы изменяются нерегулярно и в известной мере случайно. Можно лишь заметить, что мелкие сапролитизированные обломочные частицы фракции 10–25 мм несколько более изометричны ($b/a \approx 0,70-0,80$; $c/b \approx 0,65-0,75$).

Здесь наши данные приходят в противоречие с выводами И.Ф.Бурлая (1963), отмечавшего неизменность формы обломочных частиц от размеров 0,01 мм до десятков сантиметров. Думается, что эти выводы И.Ф.Бурлая были получены при изучении совокупностей смешанного петрографического состава или же им обнаружен любопытный, но частный случай.

Состав породы и форма обломочных частиц. Влияние состава породы на форму обломочных частиц отмечали все исследователи, занимающиеся морфометрией обломочных частиц. В работах Н.Б.Вассоевича (1956а и б, 1958), Позера и Ж.Ховермана (Poser, Hovertmann, 1951), И.Валетона (Valeton, 1955), М.Бленка (Blenk, 1960),

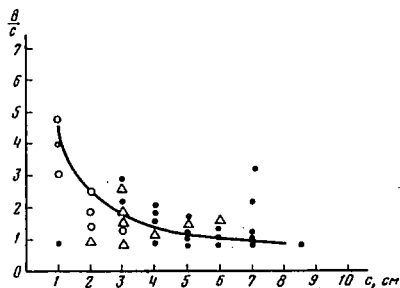
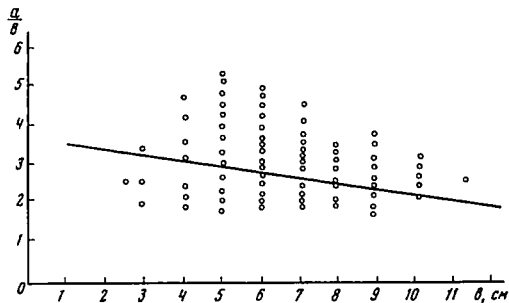
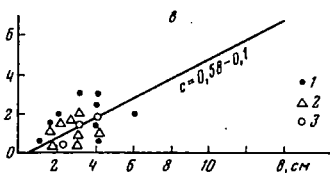
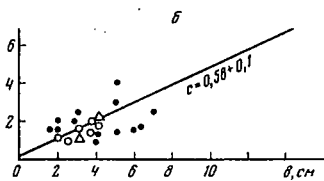
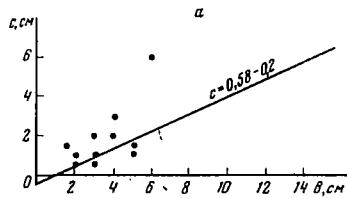


Рис. 17. Изменение положения линии регрессии в зависимости от петрографического состава породы

(а - граниты, б - алеволиты, в - песчаники, Число замеров: 1 - один; 2 - два-четыре; 3 - пять и более

Рис. 18. Связь коэффициента удлинения (а) и уплощения (б) обломочных частиц с их размером (для осадочных пород-сланцев и алеволитов)

Усл. обозначения см. рис. 17

А.Кайе (Cailleux, 1961), А.Кайе и Ж.Трикара (Cailleux, Tricart, 1964) и других авторов содержится много сведений о такой зависимости, поэтому многие из названных авторов приходят к выводу, что изучению морфометрии обломков для генетических целей должен предшествовать отбор материала одного петрографического состава. Этим, как говорилось выше, достигается большая однородность выборки и уменьшаются случайные колебания.

Нами для ряда пород, распространенных в Забайкалье, составлена таблица, где показано изменение формы обломочных частиц в зависимости от состава породы. Для уменьшения вариальности отбор был произведен для одного генетического типа склоновых отложений в приповерхностных горизонтах (0-40 см). Во всех случаях анализировалась фракция 25-50 мм (табл. 12).

Таблица 12

Влияние состава коренных пород на форму обломков
(склоны солифлюкционные)

	Количество проб	Средние значения коэффициентов формы			
		b/a	c/b	c/a	$\frac{a+b}{2c}$
Гранит лейкократовый среднезернистый	11	0,70	0,62	0,44	2,0
Гранит роговообманковый разгнейсованный среднезернистый	5	0,75	0,66	0,50	1,8
Гранит среднезернистый	5	0,68	0,62	0,42	1,5
Гранодиорит	3	0,69	0,64	0,44	1,5
Диорит	6	0,65	0,62	0,40	1,6
Гранулит	7	0,65	0,63	0,40	1,6
Гранито-гнейс	1	0,66	0,56	0,37	1,7
Гранит биотитовый среднезернистый	3	0,69	0,67	0,46	1,5
Песчаник полимиктовый среднезернистый с глинистым цементом	7	0,77	0,42	0,33	2,8
Алевролит плотный с кремнистым цементом	4	0,57	0,38	0,21	3,6
Алевролит	3	0,61	0,36	0,22	3,6
Известняк мраморизованный	2	0,84	0,62	0,53	1,4

По табл. 12 видно, что обломки осадочных и изверженных пород имеют различную форму. Осадочные породы дают более уплощенные обломочные частицы. Сходные результаты были получены А.Кайе и Ж.Трикаром (Cailleux et Tricart, 1964). Они приводят таблицу, по которой видно, как меняется уплощенность обломочных частиц в зависимости от петрографического состава и литологии коренных пород (табл. 13).

Несмотря на использование другого коэффициента, результаты те же осадочные породы дают более уплощенные обломочные частицы, чем изверженные и метаморфические. Большее уплощение обломочных частиц в осадочных породах по сравнению с изверженными легко объясняется первичной слоистостью осадочных пород.

Зернистость породы, ее структура и текстура также влияют на форму обломочных частиц. Это влияние может быть прямым, так как форма обломочных частиц с увеличением зернистости стремится к большей изометричности (табл. 14).

Таблица 13

Коэффициенты уплощения и градации по слоистости для пород различного петрографического состава, по Кайе и Трикару (Cailleux et Tricart, 1964)

Градации пород по слоистости	Порода	Уплощение
		$\frac{a+b}{2c}$
Исключительно слоистые	Сланец аспидный	6
Сильнослоистые	Сланец	4
Слоистые	Слюдистый сланец, известковый сланец, флиш	3
Слабослоистые	Кремнистый сланец, известняк дощатый, плотный, жерновой камень	2,2
Слабоизометричные	Известняк, базальт, андезит, риолит	2,0
Среднеизометричные	Гнейс, гранит, кварц	1,8
Изометричные	Яшма, кремень	1,6

В заключение этого раздела следует рассмотреть вопрос о влиянии петрографического состава пород на форму обломочных частиц для жильных пород и, в частности, для обломка жильного кварца (табл. 15). Изменчивость условий, формирования жильных разностей пород, термические и тектонические (трещиноватость) различия на данном этапе исследований не позволяют надежно использовать показатели формы обломков для генетических целей.

Из приведенных данных видны значительные колебания коэффициентов формы от места к месту для близких по генезису отложений.

Таблица 14

Влияние зернистости биотитово-роговообманковых гранитов на форму обломочных частиц

Зернистость	Количество проб	Средние значения коэффициентов формы		
		b/a	c/b	c/a
Крупная	4	0,82	0,61	0,50
Средняя	2	0,80	0,47	0,36
Мелкая	5	0,54	0,53	0,30

Таблица 15

Коэффициенты формы обломочных частиц жильного кварца

Место отбора проб	b/a	c/b	c/a
Бассейн р. Торги	0,82	0,53	0,47
" " р. Талангуй	0,65	0,55	0,36
" " р. Амазар	0,63	0,60	0,38
Аллювий р. Бухты	0,59	0,58	0,34

Таблица 16

Влияние экспозиции склона на форму обломочных частиц

Название породы	Экспозиция склона	b/a	c/b	c/a
Среднезернистые роговообманковые граниты	Южная 20–25°	0,60	0,67	0,50
То же	Северная 20°	0,69	0,61	0,46
Гранулиты	Южная 18–20°	0,67	0,64	0,43
..	Северная 14–16°	0,60	0,57	0,39
Алевролит	Южная 18–20°	0,58	0,50	0,29
	Северная 25°	0,55	0,40	0,22

Влияние экспозиции склонов на форму обломочных частиц. Известно, что склоны различной крутизны и экспозиции получают неодинаковое количество тепла. Сравним форму обломочных частиц фракции 25–50 мм на склонах северной и южной экспозиций в одних и тех же приповерхностных горизонтах рыхлых отложений. Табл. 16 иллюстрирует влияние экспозиции склонов на форму обломочных частиц пород одинакового состава в условиях, когда оба склона имеют примерно равную крутизну.

По таблице хорошо заметна разница в форме обломочных частиц склонов северной и южной экспозиций. Склоны южной экспозиции в юго-восточном Забайкалье не имеют многолетнемерзлых пород. Градиенты температур в пределах склонов южной экспозиции должны быть меньше, чем на склонах северной экспозиции, что и объясняет более изометричную форму обломочных частиц. Это усиливается также еще и тем, что мощность деятельного слоя на склонах южных экспозиций больше, чем у склонов северных экспозиций (при равенстве углов наклона).

Влияние увлажнения на форму обломочных частиц. На форму обломков при разрушении горной породы большое влияние оказывают условия увлажнения склона. Известно, что гравитационная и пленочная вода, находящаяся в трещинах, расклинивает их, способствуя разрушению породы.

По табл. 17 видно, что наиболее увлажненные части склонов дают и наиболее уплощенные и удлиненные обломочные частицы.

Для пологих и не очень длинных склонов (300–400 м) подобной закономерности получено не было. Влияние неоднородности увлажнения особенно заметно проявляется в период перехода температуры через 0°.

Влияние подвижности грунта на форму обломочных частиц.

На форму обломочных частиц влияет и скорость движения материала на склонах. Для большинства генетических типов склоновых отложе-

Таблица 17

Влияние увлажненности на форму обломочных частиц
на склонах южной экспозиции

Место отбора пробы	Характеристика увлажненности	Наименование породы	b/a	c/b	c/a
Средняя часть склона, 30°	Сухо	Среднезернистые роговообмакковые граниты	0,74	0,72	0,53
Подножие склона	Влажно	То же	0,71	0,61	0,43
Мерзлотный забой у подножия склона	Очень влажно	"	0,65	0,58	0,34
Верхняя часть склона, 18-20°	Очень сухо	Гранулит	0,62	0,69	0,42
Средняя часть склона, 18-20°	Сухо	"	0,67	0,64	0,43
Подножие склона (шлейф), 10°	Влажно	"	0,69	0,61	0,42

ний известно, что приповерхностные их горизонты движутся быстрее, чем те, которые залегают в основании разреза. Следует помнить, что в условиях Забайкалья на склонах протекают два процесса - процесс перемещения обломочного материала вниз по склону и процесс вымораживания материала, т.е. перемещение его из нижних частей разреза в верхние. При движении вниз по склону обломочные частицы

Таблица 18

Влияние скорости движения грунтовых масс на солифлюкционных склонах северной экспозиции на форму обломочных частиц

Глубина, см	Название породы	b/a	c/b	c/a
0	Алевролит	0,60	0,50	0,30
50-40	"	0,50	0,50	0,25
48-67	Гранит	0,72	0,62	0,46
100-150	"	0,67	0,61	0,41

Таблица 19

Влияние мерзлотной сортировки обломочного материала на перераспределение обломков различной формы в разрезе рыхлых отложений

Глубина, см	Экспозиция склонов	Фракция, мм	Название породы	b/a	c/b	c/a
0,16-0,40	СВ	50-100	Гранулит	0,68	0,58	0,39
0,16-0,40	"	50-100	"	0,72	0,64	0,46
0,40-1,15	"	25-50	"	0,67	0,60	0,40
0,40-1,15	"	25-50	"	0,59	0,62	0,37
0,16-0,65	СЗ	Ср.28	Туфопесчанник	0,68	0,46	0,32
0,65-1,15	"	Ср.58	"	0,66	0,55	0,36
1,20-1,50	"	Ср.50	"	0,78	0,55	0,43

Таблица 20

Изменение формы обломочных частиц в вертикальном разрезе курума

Глубина, см	b/a	c/b	c/a
0,00-0,50	0,65	0,50	0,32
0,80-1,20	0,69	0,60	0,41
1,50-2,00	0,63	0,52	0,33

меняют свою форму в зависимости от скорости движения среды, а также с увеличением амплитуды и частоты колебания температур и влажности у поверхности. Если принять, что скорость движения солифлюкционных отложений с глубиной падает, то по табл. 18 можно видеть, что с увеличением ее, т.е. с приближением к поверхности, форма обломков становится несколько изометричнее.

В условиях незначительного перемещения материала вниз по падению в склоновых отложениях начинают преобладать процессы выможивания уплощенных и удлиненных обломков, что приводит к их скоплению. Преобладание уплощенных обломочных частиц в верхней части разреза отчетливо видно в табл. 19, характеризующей форму обломочных частиц в группе курумово-солифлюкционных и курумово-дефлюкционных малоподвижных рыхлых отложений.

Изменение формы обломочных частиц возможно и в результате их раздавливания в теле курума, во время подвижек крупных и тяжелых глыб. По нашим наблюдениям трех курумов, на которых было отобра-

но по три пробы с различных глубин, раздавливание возникает на глубине около 1,0 м (табл. 20).

Таким образом, из изложенного выше видно, что форма обломочных частиц в значительной степени предопределена литологией коренных пород, напряженностью термического поля, определяемого экспозицией склона, различной степенью увлажнения и степенью подвижности обломков на склоне.

Влияние размера обломочной частицы на ее форму легко обнаруживается при изучении осадочных пород и не выявляется при изучении изверженных пород. Литология пород оказывается ведущим фактором, определяющим форму обломков. Однако, если сравнить, как меняется форма обломочных частиц из таких очень непохожих по своим свойствам пород, как граниты и алевролиты, то можно заметить, что при изменении условий внешней среды (изменения увлажнения, подвижности, напряжения термического поля), несмотря на литологические различия, тенденция изменения формы остается одинаковой. Именно это свойство менять свои морфологические черты в зависимости от особенностей среды позволяет рассматривать форму обломков пород как показатель их происхождения. О том, что форма обломочных частиц указывает на генезис отложений, писали А.Кайе (Cailleux, 1952, 1961), Ж.Трикар (Tricart, 1951), А.Кайе и Ж.Трикар (Cailleux, Tricart, 1964), Г.Холмс (Holms, 1941), Ж.Трикар и Р.Шеффер (Tricart, Schaiffer, 1950), К. Унгер (Unger, 1956), М.Бленк (Blenk, 1960), О.А.Борсук, Ю.Г.Симонов (1962, 1964 а, 1965), О.А.Борсук (1963).

Перечисленные авторы пользовались различными коэффициентами и несколько различающимися методами обработки материала, но принципиальные вопросы определения генезиса для палеогеографических реконструкций решались ими однотипно и однозначно. Следует заметить, что существуют и противники этой точки зрения, отрицающие возможность палеогеографических реконструкций такими методами. Так, в 1952 г. против них выступил литолог В.И.Попов, проводивший морфометрические работы в Фергане и получивший негативные результаты. В зарубежной литературе против применения методики Кайе выступил Ж.Тебальт (Thebalt, 1964), также пришедший к негативным результатам. Судя по описанию работ, проводившихся в Фергане, действительно этот метод мог дать результаты, не выходящие за рамки ошибок определения, так как исследовались пролювиальные отложения, формировавшиеся в близких климатических условиях. В работе же Ж.Тебальта была допущена методическая ошибка, ибо выделение гранулометрических групп галек им проводилось не по оси В, как это принято, а по оси А, т.е. по оси, дающей при измерениях наибольшие колебания от одного обломка к другому.

По описанной выше методике нами были исследованы различия формы обломочных частиц склоновых отложений разных генетических типов. В табл. 21 показано влияние генезиса отложений на форму обломочных частиц гранитов и алевролитов.

Для определения variability формы обломочных частиц в пределах одного типа отложений исследованы курумовые и дефлюкционные

Основные параметры формы обломочных частиц
для отложений различного генезиса

Генетический тип отложений	Порода	b/a	c/b	c/a
Отложения мерзлотных забоев	Граниты среднезернистые роговообманковые	0,65	0,58	0,37
Дефлюкций склонов южной экспозиции (глубина 1,7-1,9 м)		0,74	0,72	0,53
Солифлюкций склонов северной экспозиции (глубина 1,0-1,5 м)	Алевролиты	0,70	0,61	0,43
Отложения мерзлотных забоев		0,50	0,50	0,25
Курумы		0,55	0,50	0,28
Отложения эмбрионально-курумовых склонов		0,55	0,40	0,22
Дефлюкций склонов южной экспозиции (глубина 0,4-0,8 м)		0,70	0,56	0,36
Солифлюкций склонов северной экспозиции (глубина 0,4-0,7 м)		0,67	0,50	0,34

типы склонов. Были проведены расчеты достоверности различия коэффициентов формы обломков различного генезиса с использованием критерия А.Н.Колмогорова (λ). Для наиболее генетически различных курумовых и солифлюкционных склонов он оказался равным 1,92, что соответствует достоверности различия с вероятностью 0,992.

Кроме этого, неплохие результаты в условиях Забайкалья дает метод, разработанный Ю.Г.Симоновым и проверенный О.А.Борсуком и Ю.Г.Симоновым (1964) в бассейне р.Талангуи. Авторами был использован анализ изменения формы обломочных частиц при измельчении (коэффициент динамики формы) и получен ряд его значений для различных генетических типов отложений (для пробы объемов в 200 шт.) (табл. 22).

По табл. 22 видно, что крайние члены этого убывающего ряда наиболее сильно отличаются и по величине коэффициента, и по условиям происхождения. И наоборот, близко расположенные члены этого ряда, имеющие одинаковый знак, генетически родственны. Обеспечение на-

Таблица 22

Динамический индекс формы обломочных частиц по генетически близким группам

Генетические типы склоновых отложений	Динамический индекс формы
Отложения снежных забоев	+ 6,2
Курумы южного склона	+ 1,8
Солифлюкций развивающихся нагорных террас	+ 1,0
Отложения каменных рек и полос	+ 0,7
Дефлюкций	+ 0,7
Курумы северного склона	- 1,3
Солифлюкций склонов	- 1,6
Отроэлювий	- 1,8
Солифлюкций реликтовых нагорных террас	- 4,0
Солифлюкций шлейфов	- 5,7

дежности выводов о сходстве или различии формы обломочных частиц требует изучения вариации формы обломочных частиц в пределах одного склона, региональных вариаций по одному типу склона в районе и на склонах сложного происхождения (например, курумово-солифлюкционных).

Форма обломочных частиц в выборке обломков двух смешанных фракций 25-50 и 50-100 мм в пределах одного курумового склона в бассейне р. Талангуй длиной в 200-250 м и с углом наклона 16-20° меняется, судя по пяти пробам (по 100 шт. каждая), незначительно (табл. 23), хотя расширение границ крупности должно было отрицательно сказаться на результатах.

Таблица 23

Изменение формы обломочных частиц на курумовом склоне

Место взятия пробы	Средние значения коэффициентов формы		
	b/a	c/b	c/a
Верхняя часть курума	0,54	0,45	0,22
Средняя часть курума (гряда)	0,56	0,52	0,29
Средняя часть курума (ложбина)	0,59	0,45	0,26
Нижняя часть курума	0,55	0,46	0,26
Подошва курума	0,53	0,45	0,24

Вариация коэффициентов формы обломочных частиц не выходит за пределы $\pm 3,0-3,5\%$. В другом случае по семи образцам разнофракционной по составу группы обломков были получены изменения коэффициента удлинения b/a от 0,62 до 0,56, а коэффициента уплощения c/b - от 0,46 до 0,54. Колебания и здесь не превышали 10%.

Аналогичные работы по изучению вариации формы обломочных частиц были поставлены в районе сел. Старый Олов на дефлюкционном пологом (12°) склоне южной экспозиции. Здесь изучались обломки в несколько большем диапазоне размером от 15 до 70 мм, поэтому для них взяты средние значения размера по оси В (табл. 24).

Таблица 24

Изменение формы и размеров обломочных частиц на дефлюкционном склоне

Расстояние от бровки склона, м	Глубина взятия образца, см	Средний размер по оси В, см	Средние значения коэффициентов формы		
			b/a	c/b	c/a
5	5,8	0,00-0,30	0,62	0,54	0,33
15	3,0	0,00-0,30	0,67	0,43	0,29
55	4,2	0,30-0,60	0,65	0,50	0,32
110	2,8	0,15-0,65	0,68	0,46	0,33
110	5,8	0,35-1,10	0,66	0,55	0,36
110	5,0	1,20-1,50	0,78	0,55	0,43
155	2,2	0,60-0,70	0,61	0,50	0,30
155	2,7	1,60-1,70	0,59	0,51	0,39

По табл. 24 видно, что форма обломков различных размеров испытывает заметные колебания, а обломки близких размеров имеют и близкую форму. Интересно, что для обломков близких размеров вариации коэффициента удлинения значительно больше вариаций коэффициента уплощения. Уплощение практически неизменно.

Исследование формы обломочных частиц в пределах одного типа отложений (курумов) нами было проведено на Тунгиро-Амазарском междуречье (табл. 25).

Коэффициенты вариации (C_v) формы обломочных частиц равны: для коэффициента удлинения (b/a) - 0,02; для коэффициента уплощения (c/b) - 0,20; для коэффициента c/a - 0,25. Следует отметить, что в курумах среднее значение коэффициента уплощения нигде не превышает 0,55, в среднем оставаясь ниже 0,50.

Последний вопрос, который мы здесь рассмотрим, касается сложно построенных склоновых отложений, таких, как курумovo-дефлюкционных, курумovo-солифлюкционных и т.п., образовавшихся в результате наложения нескольких процессов друг на друга. Как меняется форма обломочных частиц в их пределах? Из анализа видно, что чем дальше заходит процесс переработки курумовых отложений, тем более одно-

Таблица 25

Измерение формы обломочных частиц по курумовым отложениям Тунгиро-Амазарского междуречья

Порода	Средний размер по оси В, см	Средние значения коэффициентов формы		
		b/a	c/b	c/a
Гранодиорит	9,4	0,56	0,49	0,20
То же	9,7	0,54	0,50	0,27
"	12,5	0,59	0,51	0,30
Гранодиорит-порфир	9,4	0,57	0,48	0,32
То же	7,6	0,60	0,63	0,38
"	12,5	0,67	0,42	0,28
"	12,6	0,65	0,28	0,19
"	14,5	0,62	0,40	0,25
"	10,7	0,67	0,55	0,38
"	12,3	0,69	0,41	0,20
"	12,7	0,67	0,28	0,18
"	14,7	0,65	0,31	0,20
"	17,0	0,65	0,35	0,23
"	9,0	0,75	0,45	0,33
"	9,3	0,60	0,33	0,20
	Ср. арифм.	0,63	0,42	0,24

родными становятся статистические совокупности обломочных частиц. Особенно наглядно это показывают материалы исследований различных стадий переработки солифлюкцией обломков среднезернистых лейкократовых гранитов на курумовых склонах (табл. 26).

Как видно в табл. 26, для курумово-солифлюкционных склонов, слабо переработанных солифлюкцией, характерна большая вариация значений коэффициентов формы обломочных частиц, что свидетельствует, вероятно, о "пятнистой" переработке курумовых склонов солифлюкцией на первых ее этапах. Такой путь переработки каменистых (курумовых) склонов намечает в своей работе и Л.А.Жигарев (1967).

В заключение раздела остановимся на характеристике достоверности различия между коэффициентами формы в разных типах склоновых отложений.

Для расчета достоверности различия коэффициентов формы обломков был использован критерий А.Н.Колмогорова (λ). Он оказался для курумовых и солифлюкционных типов склонов равным 1,92, что соответствует достоверности различия с вероятностью 0,99. Генетически близкие солифлюкционные и солифлюкционно-курумовые склоновые отложения по форме обломков также близки между собой. Статистический критерий достоверности различия (λ) формы обломочных час-

Таблица 26

Изменение формы обломочных частиц в приповерхностном слое курумово-солифлюкционных отложений слабо (1) и сильно переработанных солифлюкцией (2)

Средние значения коэффициентов формы					
b/a		c/b		c/a	
1	2	1	2	1	2
0,62	0,66	0,59	0,64	0,37	0,42
0,67	0,68	0,50	0,62	0,35	0,42
0,60	0,67	0,54	0,64	0,32	0,43
0,65	0,64	0,49	0,59	0,31	0,38
0,61	0,66	0,50	0,65	0,30	0,43
0,64	0,67	0,53	0,64	0,34	0,43
0,63	0,66	0,58	0,65	0,37	0,43

тиц этих типов отложений колеблется от 0,20 до 1,15, что соответствует возможности их различия с вероятностью значительно ниже 0,95.

Как видно из приведенных цифр, различия в форме обломков дают возможность для разделения осадков по их генезису. В случае необходимости построения палеогеоморфологических реконструкций этот метод позволяет по форме аллювиальных обломков установить тип склоновых процессов, питавших русловые отложения. В этом случае указанная вероятность отличия обломков различного склонового генезиса может быть принята как достаточно высокая.

Округленность обломков

Изучение округления обломочных частиц в рыхлых склоновых отложениях проводилось нами для большинства генетических типов склонов. Процесс округления обломков на склонах различен в зависимости от генезиса отложений и петрографического состава обломков. Для осадочных пород - это чаще всего серия мелких сколов по краям обломка и оглаживание затупленных сколами граней при их перемещении. Для изверженных пород - это воздействие процессов сапролитизации, реже - механические воздействия по типу образования курумовых "закатышей", описанных Ю.Г.Симоновым (1966в). На округление обломочных частиц склоновых отложений указывали А.Кайе (Cailleux, 1961), А.Кайе и Ж.Трикар (Cailleux, Tricart, 1964), Ж.Трикар (Tricart, 1951), Г.Рейхельт (Reichelt, 1961) и другие авторы, которым приходилось изучать склоновые рыхлые отложения.

Для восточной части Забайкалья нами был собран материал по округлению обломочных частиц в разных генетических типах склоновых

Таблица 27

Округление обломочного материала в разных генетических типах рыхлых склоновых отложений

Генетический тип отложений	Количество проб	Осадочные породы					Количество проб	Магматические породы				
		Классы округления				K _{окр.}		Классы округления				K _{окр.}
		0	1	2	3			0	1	2	3	
T _Н ^К	4	96-98	2-4	0	0	0,02-0,04	11	74-99	1-28	0-4	0	0,01-0,39
T _Н ^Р	1	73	27	0	0	0,27	2	92-94	6-8	0	0	0,06-0,08
T _Н ^С	1	64	36	0	0	0,36	1	84	16	0	0	0,16
O _Э	3	100	0	0	0	0,00	2	99-100	0-1	0	0	0,00-0,1
C _К	3	88-100	0-12	0	0	0,00-0,12	9	60-82	18-36	0-4	1-2	0,18-0,47
C _{Эк}	1	100	0	0	0	0,00						
C _Д ¹	3	49-70	30-50	1-0	0	0,30-0,52	2	81-84	16-19	0	0	0,16-0,19
C _Д ²	2	80-82	0-18	0	0	0,18-0,20	-					
C _С	6	58-72	28-42	2-0	0	0,28-0,42	2	80-86	14-18	0-1	0-1	0,14-0,18
Ш _С	2	25-52	48-73	2-0	0-4	0,48-0,77	2	46-54	46-48	0-6	0	0,46-0,60
П _Д	4	82-90	10-18	0	0	0,10-0,18	5	88-92	8-12	0	0	0,08-0,12
П _М	2	32-50	38-62	6	0	0,50-0,71	7	36-55	44-51	1-8	0	0,46-0,72
K _П	5	64-80	20-36	0	0	0,36	2	82-88	10-12	0	0	0,12-0,18

Примечание. T_Н^К — Закурумленные нагорные террасы; T_Н^Р — регенерирующие нагорные террасы, T_Н^С — нагорные террасы, перерабатываемые солифлюкцией; O_Э — ортоэлювий; C_К — склон курумовый, C_{Эк} — склон эмбрионально-курумовый; C_Д¹ — склон дефлюкционный с мощным чехлом рыхлых отложений; C_Д² — то же с мало-мощным чехлом рыхлых отложений; C_С — склон солифлюкционный; Ш_С — шлейф солифлюкционного склона; П_Д — закурумленный педимент; П_М — марь на педименте; K_П — курумы днищ падей.

отложений. В табл. 27 приведены результаты изучения округления обломочных частиц осадочных и изверженных пород во фракции 25–100 мм из приповерхностных наиболее подвижных слоев грунтовых масс (до 40 см) для выборок объемом в 100 обломков.

Как видно в таблице, наиболее высокие значения округления обломков приурочены к склонам солифлюкционного генезиса, а также к курумовым склонам, где, по-видимому, механическое "округление" обломков идет при движении крупных глыб, под которые попадают мелкие обломки (Симонов, 1966 в). Среди обломочных частиц диоритов на солифлюкционных склонах встречались щебенки, округленные до 3-го класса (классы округления соответствуют классам окатанности).

Подводя итоги анализа морфометрических характеристик обломков склоновых отложений, можно отметить, что их форма может рассматриваться как показатель их происхождения и может быть использована для диагностических целей. Степень округления обломочного материала на склонах разных типов показывает, что его максимум приходится на солифлюкционные склоны, и это обстоятельство следует иметь в виду при объяснении аномально высокой окатанности аллювия в верховьях некоторых рек восточной части Забайкалья.

Анализ галечников в современных русловых отложениях

Окатанность гальки

Крупные обломки попадают в русло при боковом подмыве склоновых отложений, а также за счет размыва коренного ложа – аллювиальной постели. Естественно, что на первых этапах эволюции галечники практически не должны существенно отличаться по форме и окатанности от склонового материала. По мере увеличения руслового транзита создаются условия, благоприятные для изменения формы, как за счет перемешивания обломков, поступивших со склонов различного генезиса, так и за счет прямых изменений в процессе транзита.

Прямые изменения формы галек осуществляются в русле главным образом за счет окатывания. При этом обломки, состоящие из пород с малой противоабразивной сопротивляемостью, быстрее приобретут черты, свойственные собственно аллювиальным образованиям. Поэтому правильнее начинать анализ галечников с выяснения основных закономерностей окатывания обломков.

При превращении обломочной частицы в хорошо окатанную гальку наступает момент, когда она, оказавшись в русле, начинает испытывать влияние принципиально новой среды (намокание, волочение, перекатывание, шлифовка, соударение и т.п.). Начинается новый этап ее обработки, при этом и сама она всеми своими свойствами оказывает влияние на особенности этой переработки. Можно выделить ряд факторов и условий, действующих со стороны водной среды: механический состав аллювия, длина пройденного галькой пути, скорость по-

тока, уклон русла, режим потока и т.п. Вместе с тем крупность и петрографический состав гальки, определяющие такие ее механические свойства, как хрупкость, абразивную устойчивость, растворимость, а также ее форма оказывают весьма существенное влияние на обработку гальки в потоке.

Рассмотрим некоторые физические предпосылки механизма окатывания обломочного материала в руслах рек. Аналитическое исследование, предложенное Н.И.Маккавеевым и проведенное с его помощью с привлечением теории размерности, показывает следующее: приращение окатанности есть функция пути (L), скорости (V) и набора инженерных характеристик породы, таких, как противоабразивная устойчивость, хрупкость и другие (ρ). В общем виде приращение окатанности можно записать как

$$\Delta K_{\text{ок}} = f(L, V, \rho). \quad (23)$$

Коэффициент $\Delta K_{\text{ок}}$ имеет размерность, характеризующую вес, так как окатывание всегда сопровождается потерей веса. Запишем уравнение (23) в терминах теории размерности

$$[MLT^{-2}] = [L^x (LT^{-1})^y (ML^{-3})^z].$$

Решая систему уравнений, показывающих степень при основных показателях, Н.И.Маккавеев пришел к выводу, что

$$\begin{aligned} x + y - 3z &= 1, & x + 2 - 3 &= 1, \\ x &= -1, & x &= 2. \\ y &= 1, \end{aligned}$$

Окончательный вид уравнения размерностей запишем в виде

$$\Delta K_{\text{ок}} = kL^2 \cdot V^2 \rho, \quad (24)$$

где k — коэффициент, учитывающий неоднородность гранулометрического состава аллювия (т.е. его крупность и полифракционность), а для верховьев небольших водотоков — включающий и склоновое округление обломочных частиц.

Рассмотрим, как меняется окатанность гальки от длины переноса. Весь собранный материал по изучению зависимости окатанности галек от длины пути (при прочих равных условиях) дал сходные результаты. Кривые, показывающие этот тип связи, описываются уравнением $y = \lg x + c$, характеризующим логарифмический вид зависимости. Многочисленные экспериментальные данные, собранные в монографиях С.Г.Саркисяна и Л.Т.Климовой (1955), А.Б.Вистелиуса (1960) и в опубликованной несколько позже работе Н.В.Разумихина (1965а), позволяют прийти к выводу, что наблюдается очень хорошее соответствие между натурными данными, собранными в Забайкалье, и экспериментальным материалом (рис. 19, 20).

Степень окатанности гальки зависит от ее размера. Это отмечали все исследователи, проводившие изучение окатанности галек в натуральных или лабораторных условиях. По материалам лабораторных исследований, выполненных Н.В.Разумихиным (1965а и б) и П.Кюененом

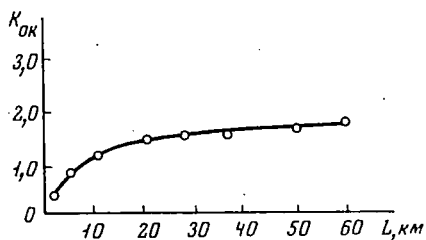


Рис. 19. Изменение окатанности гальки в зависимости от длины переноса на реках Восточного Забайкалья

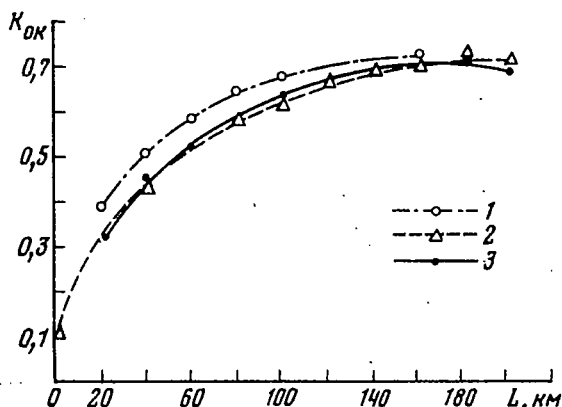
(Кюенен, 1956), можно сказать, что крупная галька окатывается более интенсивно, чем мелкая. Это спорное на первый взгляд положение основывается на том, что мелкая галька часто взвешивается в потоке, бронируется экраном отмытки, защищается от прямого воздействия потока ячейми, созданными крупной галькой и валунами. Но есть и другая точка зрения о влиянии размера обломочной частицы на ее окатанность. Авторы ее считают, что мелкая галька может легче окатываться, так как чаще переходит в подвижное состояние. Здесь уместно остановиться на том, что галька переносится и окатывается в полифракционной смеси наносов. Смеси эти весьма различны по своим показателям. Одни из них имеют гальку в качестве небольшого дополнения (20–30%), в других галька составляет 80–90%, да и размеры галек в них различны.

Рассмотрим изменение окатанности галек в верховьях речной системы Амазара, где галька по весу составляет от 65 до 80%. Анализ этих изменений показывает, что окатанность самой мелкой гальки и самой крупной меняется по длине реки сходно, а средняя галька (фракции 25–50 мм) изменяет свою окатанность по длине реки, не повторяя всех колебаний других двух фракций. Особенности изменения окатанности галек этой фракции обязаны, вероятно, тому, что в русле р. Амазар она является руслоформирующей, и гальки этого размера преобладают в процентном отношении в русловых галечниках речной системы Амазара. Именно эта фракция галек наиболее подвижна и устойчива в русле. Более мелкая галька легко сапролитизируется и переходит в гравий и песок. Более крупная галька оказывается менее подвижной. Из вышеизложенного можно сделать вывод, что руслоформирующая фракция всегда будет приобретать большую окатанность. Размер этой фракции может меняться в зависимости от особенностей выветривания и режимов реки в широких пределах, от валунов до гравия и песка. О сапролитизации самой мелкой гальки свидетельствует неустойчивость ее формы по длине рек. Исходя из того, что на разных реках руслоформирующей будет галька разных размеров, становятся понятными разные точки зрения исследователей о влиянии размера гальки на ее окатанность (Борсук, 1965; Бутаков 1967 а и б; Вассоевич, 1956 а и б; Cailleux, 1961, и др.).

При окатывании крупных галек и мелких валунов, вероятно, велика роль песка, который сглаживает их грани. На абразивную роль песка

Рис. 20. Изменение окатанности обломочных частиц в зависимости от длины пройденного пути (по Н. В. Разумихину, 1965)

1 - халцедон; 2 - диабаз 30-50 мм (общее окатывание); 3 - диабаз 20-30 мм (раздельное окатывание)



впервые обратил внимание Х.Грегори (Gregory, 1915), исследовавший валуны песчаника в потоках резервации Навахо. Небезынтересны для выяснения роли механического состава аллювия в окатывании галек и опубликованные экспериментальные данные. Так, П.Маршалл (Marschall, 1927) пришел к следующим выводам при исследовании влияния механического состава аллювия на "изнашивание" галек: при одновременном истирании гравия, мелкой гальки и валунов преобладает раздробление мелких обломков, в то время как крупные улучшают окатанность; при небольших различиях в размерах обломков преобладает процесс откалывания мелких частиц от галек. П.Маршаллом установлено, что наиболее интенсивно этот процесс протекает при соотношении диаметров частиц около 1:10 - 1:15. А.Шоклич (Schoklitsch, 1933), исследуя вопрос об истирании наносов, пришел к выводу, что абразия гальки зависит от сортировки материала, с увеличением среднего размера обломков происходит и увеличение абразии. Наши натурные наблюдения подтверждаются экспериментальными работами, проводимыми П.Маршаллом и А.Шокличем в барабанах.

Н. В.Разумихин (1965 а) считает, что интенсивность дробления велика в начале пути, затем она уменьшается. Дробление имеет большое значение для обломков более крупных классов, а истирание - мелких. Для мелкой гальки должны проявляться в первую очередь процессы истирания и обкалывания. Эти результаты также хорошо согласуются с натурными наблюдениями в Забайкалье.

Большое влияние на окатанность галек оказывает их петрографический состав. Он определяет различия в ее инженерно-физических свойствах, таких, как абразивная устойчивость, хрупкость, устойчивость к растворению и т.п. Нами исследовалось влияние петрографического состава галек на их окатанность в бассейнах рек Талангуй (сланцы, песчаники, алевролиты), Кручина (граниты, диориты), Бухта (гранитоиды), Амазаркан и Б.Амазар (гранито-гнейсы, гнейсы, гранулиты, в меньшей степени граниты и порфириды).

Влияние петрографического состава на степень окатанности галек особенно четко проявляется на первых километрах транзита в русло-

Связь максимальной окатанности галек с длиной пути

Порода	Классы окатанности			
	1	2	3	4
Сланец	-	Сотни метров	Первые километры	Первый десяток километров
Песчаник мелкозернистый	Сотни метров	То же	То же	Десятки километров
Гранит амазонитовый, пегматоидный	То же	Первые километры	Первые десятки километров	
Гранит амазонитовый крупнозернистый		То же	То же	
Гранит биотитовый средне- и мелкозернистый		"	"	
Диорит	Сотни метров	"	"	Десятки километров
Эффузив	То же	"	"	-

вых потоках. При дальнейшей транспортировке эта разница уменьшается, так как стачивание контура гальки в отличие от закругления ее ребер протекает сравнительно медленно. Об этом говорит и характер кривой зависимости окатанности от длины пути для всех пород. Вид связи одинаков, различаются лишь темпы приращения окатанности по мере переноса гальки. Через 50-60 км эти различия становятся гораздо меньше, чем в начале пути (рис. 21). На это уже указывают и натурные наблюдения, приводимые в работе Н.В.Разумихина (1965а). Большое количество экспериментальных работ, выполненных Н.В.Разумихиным (1965а и б), Крумбейном (Krumbein, 1940), П.Кюнеюм (Kuep, 1956), показали, что резкие различия в окатанности галек, обязанные петрографическому составу, существуют, но остается изменение окатанности в зависимости от длины пройденного пути.

Отдельные наблюдения, выполненные нами над окатанностью галек во фракции 25-50 мм, позволяют показать, насколько быстро отдельные обломочные части достигают максимальной окатанности при транзите галек из верховьев речной сети. Нам удалось получить лишь единичные пробы, каждая из которых включала 20-50 галек (табл. 28).

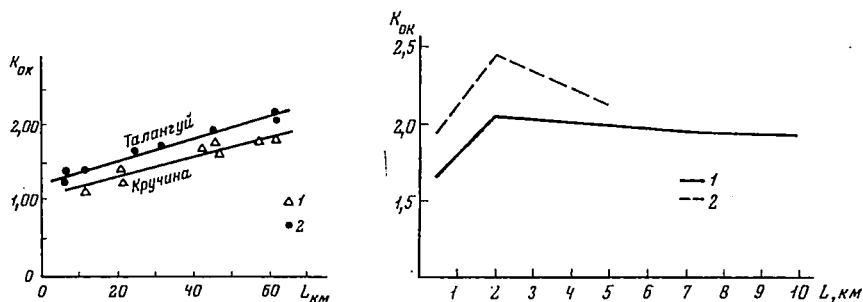


Рис. 21. Изменение окатанности галек в зависимости от длины переноса и петрографического состава на реках Восточного Забайкалья

1 - гранитоиды; 2 - сланцы, алевролиты

Рис. 22. Изменение окатанности галек и мелких валунов порфиоров в зависимости от длины пройденного пути.

1 - крупная галька; 2 - мелкие валуны

Из таблицы отчетливо видно, что, как и следовало ожидать, осадочные песчано-сланцевые породы окатываются быстрее, чем изверженные. Для изверженных пород намечается увеличение противобразивной устойчивости с увеличением их зернистости.

Исследование окатанности крупных галек и мелких валунов порфиоров на р. Амазар показало, что окатанность их растет очень быстро на первых километрах пути, а затем при дроблении их в потоке несколько падает (рис. 22).

Составление рядов противобразивной устойчивости галек при обработке потоком встречает ряд трудностей и прежде всего ту, что одна и та же порода меняет свои инженерно-геологические характеристики (хрупкость, сопротивление раздавливанию, абразивную устойчивость и т.п.) даже в пределах ограниченных территорий в связи с вариабельностью трещиноватости, распределения чешуйчатых минералов, степени ориентированных текстур и т.п. В разделе "Геологическое строение и некоторые инженерно-геологические свойства пород" был приведен ряд устойчивости пород после 35 циклов замораживания. В первом приближении этот ряд можно считать обратным ряду противобразивных свойств.

По натурным данным Н.И.Гриднев (1962а) составил для среднеазиатских рек (их нижних, бесприточных участков) ряд петрографических типов гальки по степени их механической устойчивости в потоке: высокоустойчивые (роговики, кремь, кварц, кварциты, тонкозернистые кварциты); устойчивые (кварциты мелко- и среднезернистые); среднеустойчивые (порфиры, порфириты, фельзиты, флюидаль-

ные порфиры, филлиты); слабоустойчивые (серицито-хлоритовые сланцы, гранит-порфиры, граниты, гранодиориты мелкозернистые, аплиты, туфы); неустойчивые (песчаники слабометаморфизированные, известняки мраморизованные, граноморы, граниты и гранодиориты средне- и крупнозернистые, граносиениты, диориты, кварцевые диориты).

По материалам лабораторных исследований, приводимых Н.В. Разумихиным (1965а), можно составить для небольшой группы пород следующий ряд устойчивости: халцедон, кварц жильный, кварцит, диабаз, песчаник, известняк, кварц монокристаллический. Некоторым дополнением связи окатанности с составом пород могут служить данные А.П.Сигова (1947) по окатанности галек р. Миасс (Южный Урал). Им установлено, что наиболее быстро окатываются порфириты, затем кварциты и тонкозернистые граниты.

При одном и том же петрографическом составе и размере гальки большое влияние на скорость перемещения, следовательно, и на окатанность оказывает ее форма, которая может быть изометричной, уплощенной, удлинённой и т.д.

Известно, что перенос наносов в потоке совершается путем волочения, перекатывания, скольжения и сальтации. Гораздо реже идет перенос гальки во взвешенном состоянии. В процессе переноса одна и та же галька на различных участках может перемещаться различными способами. При небольших скоростях потока она может шлифоваться песком, оставаясь на месте, а по мере возрастания скорости начать движение путем волочения или перекатывания, а в дальнейшем и путем скачков (сальтации). Способ перемещения гальки оставляет след в ее морфологии. В случае незначительной скорости потока до начала поступательного движения над дном будет выступать только одна из ее сторон. Именно она и будет шлифоваться песком и стачиваться. Вторая, погребенная в наносах часть гальки будет оставаться необработанной. В результате шлифовки форма гальки будет с течением времени приближаться к караваеобразной. При увеличении скорости течения каждую гальку с двух сторон начинают обтекать вихревые струи, разные по силе. Они и создают боковые подвижки, в результате которых галька, как бы рыская по дну, начинает свое перемещение. При этом иногда особо крупные вихри, образующиеся в потоке, переворачивают ее с одной стороны на другую. Галька в результате такой обработки стремится к форме блина. Этот способ передвижения гальки можно назвать волочением. При дальнейшем увеличении скорости потока галька начинает перекатываться, учащаются переворачивания даже плоских галек. В результате начинается стачивание ребер — по форме галька стремится приблизиться к цилиндру. Наконец при больших скоростях, когда вся галька приходит в движение, она начинает передвигаться скачками (сальтировать), при этом типе движения форма гальки стремится приблизиться к изометричной. Гальки разной формы в потоке могут двигаться одновременно, но разными способами. Таким образом, исходная форма обломочных частиц во многом определяет и способ передвижения галек в потоке. Например, изометричные обломки движутся перекатыванием и сальтацией, удлинённые перекатыванием, а сильно уплощенные — волочением. Вы-

сокоскоростная съемка движения гальки в потоке подтвердила влияние формы галек на способ их передвижения в потоке. Известно, что петрографический состав гальки определяет во многом ее форму, поэтому, говоря о влиянии формы галек на характер их перемещения в потоке, следует помнить, что петрографический состав гальки оказывает существенное влияние на способ ее перемещения. Кроме того, через форму обломков на способ перемещения влияет и генезис обломочных частиц, поступающих в русло. В табл. 29 показано по 7 пробам, по 100 галек каждая, влияние петрографического состава, а соответственно и формы галек на способы их перемещения в потоке (сланцы - сильно уплощенная галька, граниты - слабо уплощенная галька).

Таблица 29

Зависимость способа передвижения галек от их петрографического состава (р.Талангуй, фракция 25-100 мм)

Способ передвижения	Сланцы	Граниты
Волочение	57	4
Перекачивание	13	-
Сальтация	14	52
Шлифовка	16	18
Шлифовка + волочение	-	26

Анализ табл. 29 показывает, что гранитная галька, имеющая более изометричную форму, перемещается сальтацией, а более плоская галька из сланцев - волочением. Изучение гранитной гальки внутри фракции показало, что из 52% гранитных галек, движущихся в потоке скачками, 11% приходится на мелкую гальку, 38% - на среднюю и 2% - на крупную. Для сланцев из 57% гальки, перемещающейся волочением, крупная галька составляет 4%, средняя - 45%, мелкая - 8%. Более детальные исследования показали, что и в том и в другом случае максимум приходится на фракцию 25-50 мм.

Ряд гидравлических характеристик, и в первую очередь, уклон и скорость, оказывают существенное влияние на окатывание обломочного материала (Маккавеев, 1955; Короткий, 1963, 1965 а и б, 1966). Влияние уклона на окатанность галек отчетливо прослеживается по длине водотока одного порядка. Это хорошо видно на графике связи уклонов и окатанности для рек Талангуй, Кручина и Амазар (рис. 23). Увеличение скорости потока приводит к увеличению его турбулентности. При этом сначала число соударений галек увеличивается. Увеличивается и возможность ее окатывания. При дальнейшем увеличении скорости галька увеличивает длину скачка, скорость окатывания ее падает. Но быстрее начинает окатываться галька более крупных размеров.

Остается еще рассмотреть вопрос об изменении геометрической формы гальки в процессе ее перемещения в потоке. Как показывают исследования Л.Рэля (Rayleigh, 1943), гео-

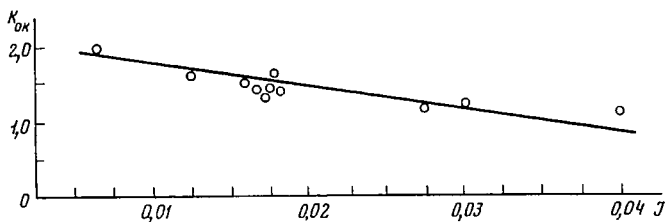


Рис. 23. Связь окатанности галечного материала с уклоном потока (фр. 50-100 мм)

метрическая форма гальки (соотношение ее осей) при окатывании до приблизительно 3-го класса не испытывает существенных изменений, так как идет стачивание ребер, а грани не изменяются. При увеличении окатанности от 3-го класса к 4-му изменение формы тесно связано со способом передвижения - при перекачивании галька приобретает удлиненную форму, а при сальтации - более изометричную.

В аллювии даже при малых различиях в степени окатанности наблюдаются изменения формы обломков.

Рассмотрим изменение геометрической формы галек в русловых отложениях рек Восточного Забайкалья.

Нами изучалось изменение формы обломочных частиц сланцев и алевролитов фракций 25-50 мм в верховьях р. Талангуй от пос. Этыха до сел. Нижнее Гирюино и на его основных притоках (по выборкам объемом 100 шт.) (табл. 30).

Таблица 30

Изменение средних коэффициентов удлинения и уплощения галек в верховьях р. Талангуй

b/a	c/b	b/a	c/b
0,62	0,42	0,58	0,36
0,65	0,46	0,62	0,35
0,65	0,39	0,67	0,44
0,64	0,41	0,60	0,38
0,61	0,46	0,60	0,49
0,59	0,39	Ср. арифм. 0,62	0,41

Вариации (C_v) для коэффициента удлинения - 0,04, а для коэффициента уплощения - 0,11% ($\pm 5,5\%$).

Аналогичные расчеты были проведены для обломков гранитов и гранитоидов на реках Бугарихта, Черемная, Амазар (табл. 31).

Таблица 31

Изменение коэффициентов удлинения и уплощения галек на реках Бугарихта, Амазар, Черемная

Бугарихта		Амазар		Черемная	
b/a	c/b	b/a	c/b	b/a	c/b
0,71	0,55	0,65	0,54	0,61	0,56
0,66	0,52	0,88	0,51	0,80	0,50
0,71	0,55	0,67	0,53	0,78	0,48
0,66	0,52	0,70	0,49	0,66	0,51
0,66	0,52	0,70	0,43	0,68	0,55
0,69	0,53	0,73	0,50	0,62	0,54
0,67	0,58	0,74	0,50	0,68	0,56
		0,67	0,48	0,56	0,50
		0,69	0,43	0,51	0,49
		0,67	0,43		
		0,62	0,58		
		0,70	0,51		
		0,71	0,41		
Ср. арифм.					
0,68	0,54	0,70	0,49	0,70	0,53

Вариации (C_v) для коэффициента удлинения галек в русле р. Бугарихты - 0,03; Амазара - 0,09; Черемной - 0,14; для коэффициента уплощения - в Бугарихте - 0,04 (2%); Амазаре - 0,10; Черемной - 0,08.

Приведенные коэффициенты вариации позволяют определить необходимое число проб галечников для получения надежных результатов при определении формы галек. На основании расчетов по номограмме (Митропольский, 1961, стр. 391) это количество колеблется в пределах 3-5 при ошибке не более 5%.

Ориентировка гальки

Исследование ориентировки наибольшей плоскости галек ставило две задачи: выяснить, существуют ли зависимости между углом наклона гальки и скоростью водотока, и между азимутом падения плоскости $A \times B$ и направлением потока.

Гидравлические характеристики потока - числа Фруда (F_r) и Рейнольдса (Re), определяющие его режим (бурность и турбулентность), оказывают большое влияние на характер ориентировки галек. При больших скоростях, когда обломочная частица переносится во взвешенном или полувзвешенном состоянии, ее ориентировка в потоке подчинена законам гидромеханики. Известно, что обтекаемое потоком тело приобретает положение, при котором его сопротивление потоку наименьшее. В этом случае влияние сил сцепления галек с подстилаю-

шей поверхностью проявляется в относительно небольшой степени. При уменьшении скорости потока и его бурности ($F_r < 1$) поток переходит в спокойный режим. Галька начинает двигаться по дну, задерживаясь у его неровностей. Здесь большую роль играют силы ее сцепления с дном. В этих условиях по большей части и формируются ориентированные узоры, созданные галькой.

В аллювиальных отложениях, где размер галек различен, должны возникнуть и различия в ориентировке крупной и мелкой гальки. Натурные измерения углов наклона галек, проведенные на реках Тунгире и Амазаре, подтвердили обратную связь угла наклона гальки с ее размером. Это положение справедливо для плотно упакованных галек; для отдельно лежащих в песке галек оно может нарушаться. Как известно, по длине водотока его основные гидравлические параметры меняются. На водотоках Восточного Забайкалья ориентированные узоры текстур в аллювиальных отложениях появляются только на водотоках 3-4 порядков, когда сила водотока достаточно велика и в нем начинается массовый, транзит галечного материала. На водотоках 1-2 порядков ориентировка галек отсутствует, так как на них, как правило, не наблюдается транзита галечников.

Увеличение силы потока вниз по течению реки меняет и характер транзита галечного материала. Возрастает дифференциация галек в процессе движения. Более мелкие гальки перемещаются во взвешенном или полувзвешенном состоянии, более крупные волокутся по дну и при остановке создают основу ориентированных узоров галек. Более мелкие гальки попадают в образовавшиеся ячеи. Натурные наблюдения на реках Восточного Забайкалья показывают, что крупные гальки, занимающие 60-70% всей площади побочня, на котором проводился замер, дают хорошее совпадение ориентировки (азимут падения плоскости $A \times B$) с направлением потока, определенным по направлению гряд побочня. До 75% крупных галек и 30-40% мелких строго соответствуют указанному правилу. Наряду с изменением ориентировки галек разных фракций по длине водотока меняется и средний угол их наклона. Иногда при наличии большого количества песчано-гравийного материала в русле угол наклона гальки увеличивается, так как при возникновении песчано-гравийных гряд (гидробарханов, побочней) с углами наклона поверхности в $10-12^\circ$ галька, сохраняя тот же угол относительно плоскости лобового склона гряды относительно горизонта, лежит несколько круче, а именно на величину угла наклона склона гряды.

Несомненно влияние формы гальки на их ориентировку, так как сама ориентированность галек в потоке возникает как следствие анизометрии гальки. А.А.Кухаренко (1953), специально исследовавший этот вопрос, пишет о том, что связь формы галек с их ориентировкой очевидна и пропорциональна величине отношения b/a для ориентировки длинных осей галек и отношению c/b для ориентировки плоскости $A \times B$. Об этом же писал Н.В.Разумихин (1963), изучавший ориентировку галек при опытах в лотке. Он отмечает, что выдержанность ориентировки или частота случаев, приходящихся на данную ориентировку, находится в прямой зависимости от степени уплощения галек. Наши исследования в Забайкалье показывают, что сильно уплощенные гальки

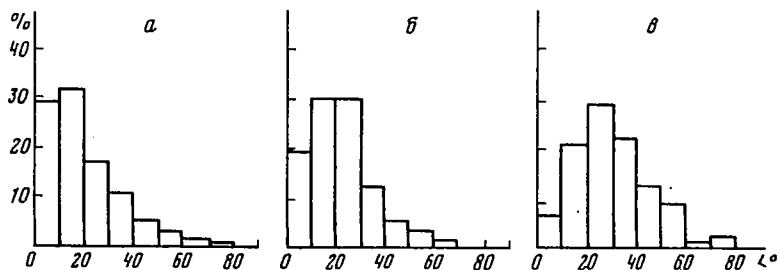


Рис. 24. Гистограммы углов наклона наибольшей плоскости галек на побочне

а - оголовье; б - центральная часть; в - ухвостье

располагаются плоскостью А X В по направлению потока; удлиненные гальки располагаются более равномерно по всем направлениям, максимум сглажен; более изометричные гальки дают максимум частот галек, совпадающий с направлением течения потока.

При массовом транзите галек, когда они составляют от 50 до 90% всех наносов, наблюдается очень правильная смена средних углов наклона плоскости А X В ориентированных галек в зависимости от скорости. Например угол наклона галек увеличивается от 12-15° в оголовье побочня до 25-30° в его ухвостье (рис. 24). Меняется и характер кривых распределения углов наклона галек. На очень плоских, зарастающих побочнях, средние углы наклона галек меняются от 10 до 20° без каких-либо закономерностей.

На величину угла наклона большое влияние оказывает форма галек, которая в основном определяется составом пород. В Забайкалье сравнивались углы наклона гальки из сланцев и гранитов. При прочих равных условиях средние углы наклона сланцевых галек меньше (15-17°), чем гранитных (23-25°). Влияние формы галек на средние углы наклона плоскости А X В показано в работе А.Кайе (Cailleux, 1961) (табл. 32).

Влияние уплощенности галек на их наклон продемонстрировано также графиком, взятым из работы А.Кайе (1961) (рис. 25).

В заключение заметим, что при анализе средних углов наклона

Таблица 32

Влияние показателя уплощенности галек на величину их среднего угла наклона (по А.Кайе, 1961)

Уплощенность $\frac{a + b}{2c}$	1,3	1,55	1,8	2,5	4
Средний угол наклона, град.	43	37	35	20	22

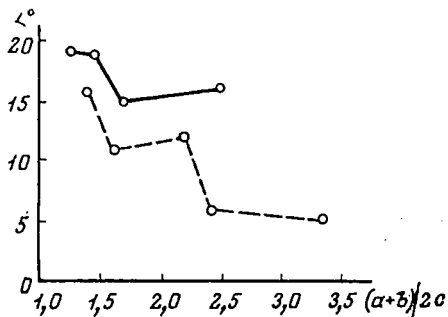


Рис. 25. Влияние показателя уплощенности галек $\left(\frac{a+b}{2c}\right)$ на величину их среднего угла наклона (по Кайе, 1961).

Сплошная линия - фракция 50-100 мм, пунктир - 25-50 мм

галек важнее оперировать не со средними характеристиками наклонов, а с их распределениями. Приводимые распределения средних наклонов галек показывают изменение распределений этого параметра по различным элементам русловых форм (см. рис. 24). Хорошо видно, что в оголовье лобочия углы наклона меньше, чем в ухвостье и в центральной части, вместе с тем нарастает дисперсия распределения углов наклона галек по направлению к ухвостью, а ориентировка приобретает "ершистый" характер, как назвал этот тип ориентировки Н.В.Разумихин (1963, 1964). Как видно из всего вышесказанного, при изучении ориентировки галек наибольший интерес действительно представляют анализ ориентировки плоскости максимального сечения гальки ($A \times B$), а также распределение углов ее наклона.

Влияние мерзлотных процессов на ориентировку гальки в русле велико, особенно на реках малых порядков (1-3). Их воздействие на изменение ориентировки галек зависит от характера аллювия и прежде всего от степени его глинистости. В глинистом аллювии развиваются процессы вымораживания и галька бывает поставлена почти вертикально. При сетчатой мерзлотной текстуре галька приобретает почти горизонтальное положение, выравниваясь в линзах и прослоях льда.

Петрографический состав галек

Изучение петрографического спектра галек - широко распространенный и наиболее часто выполняемый вид анализа галечников. Он использован в работах Б.Н.Баженова (1953, 1961), В.Л.Батурина (1947), Н.Б.Вассоевича (1956а, б, 1958), В.И.Попова (1956), Л.Б.Рухина (1961) и многих других исследователей. С помощью этого метода устанавливается дальность транзита галек определенных литолого-петрографических комплексов, по степени измельчения обломков решается вопрос о его характере. Нами на основе изучения петрографического спектра пород решается вопрос о степени "транзитности" русловых наносов и в конечном счете выясняется соотношение местного материала, поступавшего с прилегающих склонов долины, и материала, принесенного потоком. Для этого, кроме сравнения петрографических спектров пород, был предложен анализ неоднородности аллювия в процессе транзита с помощью коэффициента вариации (C_v) (Борсук и др., 1967). При малом транзите аллювия в верховьях рек Могоча, Бухта,

Черемная коэффициент вариации петрографического состава галек оказался равным 1,2–3,1, для среднего течения рек Черемной (ниже впадения р. Ковалу), Бухты (ниже слияния с руч. Глубокий), Бугарихты (ниже впадения в нее Кавыкты) и Могочи (ниже притока Михайловского) коэффициент вариации оказался равным 0,70–1,18. Для нижнего течения Бугарихты коэффициент вариации оказался равным 0,55–0,60, а для Могочи – 0,60–0,65. Однако это возможно лишь при наличии нескольких петрографических разновидностей коренных пород. В однообразном петрографическом поле этот расчет неприменим. Все исследование проводилось в одной фракции аллювия, так как в зависимости от размера галек меняется и характеристика петрографического спектра галек в конкретных точках.

Таким образом, из изложенного видно, что анализ щебнистых отложений и галечников позволяет получить большой объем дополнительной информации, необходимой при геоморфологических исследованиях. Интересной особенностью этой информации является ее самостоятельность и независимость от тех характеристик рыхлых отложений, которые могут быть получены на основании традиционных видов изучения мелкозема – заполнителя.

1. Несмотря на то, что существенное влияние на создание формы щебнистых обломков оказывает их литология, тщательный учет особенностей их внешнего облика (геометрическая форма и окатанность) позволяет сделать вывод об условиях их возникновения. Вполне естественно, что на основании изучения формы в первую очередь выявляются лишь существенные, контрастные условия возникновения обломков. Для территории восточной части Забайкалья наиболее контрастны по форме щебнистые обломки из солифлюкционных и курумовых отложений. Большая часть солифлюкционных осадков относится к теплым фазам развития природы, а курумы – к холодным. Степень достоверности их различия такова, что в 99 случаях из 100 при однородной статистической совокупности (однородность петрографического и механического состава и т.п.) генезис обломков точно устанавливается.

2. Для большинства рек Забайкалья свойствен невысокий (2-й и 3-й) класс окатанности галек. Это позволяет утверждать, что в русловом транзите форма обломков не испытывает существенных изменений, по крайней мере соотношение осей $A : B : C$. В свою очередь указанная закономерность является основанием для определения по геометрической форме окатанности генетических типов склонов, питающих аллювий.

3. Анализ формы галек, их окатанности и ориентировки позволяет установить следующие географические и геоморфологические параметры изучаемой местности: а) соотношение генетических типов склоновых отложений, питающих аллювий; б) скорости течения реки; в) характерные черты транзита галек (дальность переноса, перемешиваемость и т.п.); г) порядок водотока и его уклон.

4. При получении этих важнейших параметров для каждого из типов местности отдельно и опираясь на принципы актуализма, можно применить морфометрические методы изучения обломков для восстановления условий накопления грубообломочных толщ и для оценки моделей палеогеоморфологических реконструкций.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ АНАЛИЗА ГАЛЕЧНИКОВ В ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Необходимость применения анализа щебнистых отложений и галечников при восстановлении истории развития рельефа возникает каждый раз, когда уже исчерпаны все возможности применения традиционных палеогеографических приемов для выяснения условий накопления отложений, синхронных и коррелятных рельефу (применение палинологических, карпологических, диатомовых, палеонтологических и других методов исследования). Именно такие условия складываются в том случае, когда в накоплении рыхлых толщ принимают участие главным образом склоновые отложения: обвальнo-осыпные, оползневые, солифлюкционные и т.п. Эта природная обстановка неблагоприятна для захоронения пылицы, и поэтому ее количество недостаточно для построения нормальных спектров.

Именно с такими обстоятельствами и столкнулся автор при проведении геоморфологических исследований верхних звеньев гидросети в бассейне рек Талангуя, Кручины, Амазара и Тунгира. Отсутствие пылицы в заполнителе галечников не позволяет провести непосредственное сопоставление результатов анализа галечников и минералогических, спорово-пыльцевых и других анализов. Это осложняется еще и тем, что в настоящее время нет принятой стратиграфии антропогенных отложений Забайкалья. Имеются лишь некоторые подходы к ее построению (Гераков, Сизиков, 1963; Корнутова, Хотина, 1966; Мирчинк, Гераков, 1961; Мурзаева, 1961, 1965; Мурзаева, Рьжов, 1962; Симонов, 1966а, 1967; Симонов и др., 1963). Наиболее аргументированной нам кажется схема, предложенная В.Э.Мурзаевой (1961, 1965).

Основанием для наших палеогеографических реконструкций служат выводы, полученные в результате анализа условий и факторов, влияющих на становление формы обломков. Надо сказать, что подобные исследования уже проводились С.Г.Саркисяном и Т.Н.Климовой (1955), Г.П.Бутовым (1967а,б,в), А.П.Дедковым и Г.П.Бутовым (1966, 1967), А.М.Коротким (1963, 1966), М.Бленком (1960), К.Унгером (Unger, 1956), А.Кайе (Cailleux, 1952, 1961), Ж.Трикаром (Tricart, 1955) и многими другими. Благоприятный исход этих опытов вселял в нас определенную уверенность в правомерности проведения таких работ при исследовании Забайкалья.

Наиболее древними осадками, фиксирующими начало новейшей геологической истории Забайкалья, являются отложения так называемой "белесой" толщи. На ее важнейшее теоретическое и практическое значение указывал еще Ю.А.Билибин. Различные исследователи относят ее то к плиоцену (Мурзаева, 1965), то к концу плиоцена - началу

нижнего плейстоцена (Корнутова, Хотина, 1966). По мнению Ю.Г.Симонова (1967), "белесые" отложения могут быть отнесены к миоцен-плиоцену.

На большей части территории Забайкалья эти осадки представлены песчано-гравийными толщами с прослоями галечников и линзами глин. Для нашего исследования анализ галечников этого литологического комплекса представляет интерес прежде всего с той точки зрения, что условия осадконакопления этого времени всеми без исключения исследователями оцениваются как теплые и сухие, на что указывают пыльца широколиственных пород и общий характер отложений.

Следующим литологическим комплексом, широко распространенным в Забайкалье, является так называемая "рыжая" толща, представленная галечниками, а в верхней части разреза, особенно в склоновых фациях и фациях малых эрозионных форм, — песками ("желтые" пески). Многочисленные находки фауны шерстистого носорога и положение в рельефе не оставляют сомнений в верхнеплейстоценовом ее возрасте (низы верхнего плейстоцена).

Нижняя часть этих осадков, быть может, начала формироваться еще в верхах среднего плейстоцена, так как в ряде мест нами были установлены "холодные" галечники (долина р. Бухты). Толща лежит с размывом на осадках "белесых" песков, что, по-видимому, и объясняет отсутствие точно установленных ниже- и среднеплейстоценовых отложений. Комплекс осадков "рыжей" толщи является аллювием главной террасы долин южного и восточного Забайкалья. Терраса эта четко выражена в большинстве речных долин, что и позволяет в известной мере корректировать относительный возраст отдельных разрезов. Анализ галечников этого комплекса показал, что он является свидетелем более холодных, но не самых суровых условий.

Стратиграфическим комплексом, заключающим разрез новейших отложений, являются аллювиальные и сопряженные с ними другие генетические типы отложений речных террас современных долин. Эти речные террасы, располагаясь ниже главной террасы, целиком укладываются в отрезок времени, ограниченный верхним плейстоценом.

Своеобразие новейшей геологической истории Забайкалья служит убедительным доказательством метахронности развития природы в новейшее время, главнейшими событиями которого были активизация тектонических движений и как следствие — материковое оледенение (Марков, 1961, Марков и др., 1965). Опуская данные других анализов, мы предоставляем читателю возможность убедиться в закономерной последовательности изменения формы галечников в разрезах, сопоставление которых проведено на основании их положения и приуроченности к тем или иным формам рельефа.

Рассмотрим изменение основных характеристик галек на ряде примеров в бассейнах рек Талангуя, Нерчи, Амазара и Тунгира.

Бассейн р. Нерчи. Здесь встречаются рыхлые аллювиальные отложения от наиболее древних на исследованной территории до современных. В табл. 33 приведены данные, характеризующие аллювиальные отложения разного возраста.

Таблица 33

Морфометрические характеристики галечников
в нижнем течении р. Нерчи

Место отбора пробы	Классы окатанности			K _{ок}	b/a	c/b	c/a
	1	2	3				
Главная терраса ("белесая" толща)	70	30	-	1,30	0,65	0,48	0,31
То же, "рыжая толща"	62	38	-	1,38	0,64	0,44	0,28
III терраса	10	85	5	1,95	0,69	0,44	0,36
II "	12	82	6	1,94	0,71	0,44	0,32
I "	13	80	7	1,94	0,61	0,41	0,25
Пойма	23	75	2	1,79	0,70	0,47	0,29
Русло	43	47	2	1,59	0,62	0,47	0,34

По табл. 33 видно, что окатанность галек увеличивается от высоких к низким террасам. В пойме и русле окатанность несколько ухудшается. Количество галек 2-го и 3-го классов окатанности при переходе от высоких террас к низким сначала увеличивается, а в русле и русловой фации пойменных отложений вновь уменьшается. Форма обломочных частиц меняется также закономерно. Возрастает уплощенность галек от высоких к низким террасам, в пойме и русле она вновь уменьшается. Петрографический состав галек наиболее однороден на IV террасе р. Нерчи (5-6 разностей пород), на II и I террасах он очень разнообразен (12-15 разностей).

В наиболее древних отложениях "белесой" толщи ориентировка галек беспорядочная по толще. Для нее характерна при переходе от слоя к слою частая смена азимутов падения наибольшей плоскости галек на 60-90° и более (рис. 26). В отложениях нижних террас ориентировка более выдержана (рис. 27). Это подчеркивает широкое развитие процессов меандрирования в эпоху накопления осадков "белесой" толщи (высокой террасы) и меньшем их развитии при образовании нижних террас.

Бассейн р. Кручины. Долина р. Кручины, являясь золотоносным районом, давно привлекает внимание исследователей. Работниками ЧГУ, ЦНИИГРИ, Забайкальской экспедиции МГУ и других организаций был получен большой геологический материал. Однако вопросы, связанные с расчленением рыхлых отложений в долине р. Кручины, до сих пор окончательно еще не решены. Это и заставило поставить наши работы по морфометрии обломочных частиц для выяснения условий формирования аллювиальных толщ. Нами были изучены галечники в современных водотоках как на р. Кручине, так и ее притоках. На притоках обычно брались пробы из отложений, не затронутых старательскими отработками. Материал по морфометрии обломочных частиц и их петрографическому составу сведен в табл. 34.

Таблица 34

Петрографический состав и форма галек в бассейне р. Кручины

Место отбора пробы	Классы окатанности				b/a	c/b	c/a	Петрографический состав				
	0	1	2	3				граниты лейко- кратовые	граниты	диориты и грано- диориты	кварц	прочие породы
80-метровая терраса в 2 км от с. Док	1	22	54	23	0,72	0,71	0,51	30	42	-	6	22
80-метровая терраса (гл. 1,4-1,7 м)	-	15	52	33	0,77	0,69	0,53	40	30	-	14	16
70-80-метровой терраса в 1,5 км от пос. Ново-Троицкое	0	22	55	13	0,78	0,66	0,50	30	40	-	21	9
10-12-метровая надпойменная терраса (гл. 1,5 м)	2	68	30	-	0,68	0,50	0,34	60	22	2	2	14
Приплотиковый аллювий I надпойменной террасы	-	38	58	4	0,71	0,52	0,37	60	12	10	16	1
Высокая пойма у с. Верхний Стан (гл. 2,4-2,8 м)	1	30	62	6	0,70	0,67	0,47	20	64	-	8	8
Правобережье р. Кручины в 1,5 км к С-СВ от с. Ново-Троицкое	-	21	67	12	0,70	0,67	0,47	35	50	-	4	11
Приплотиковые галечники поймы ниже устья п. Зимкуй	6	70	24	-	0,70	0,60	0,42	44	8	34	8	6
Высокая пойма р. Кручины (гл. 4 м)	13	67	19	1	0,69	0,62	0,43	28	17	47	1	5
Русло реки в 1 км к С-СВ от с. Ново-Троицкое	1	38	51	7	0,75	0,55	0,41	20	61	-	5	17
Русло реки у с. Верхний Стан	1	44	47	8	0,75	0,56	0,42	34	56	-	5	5

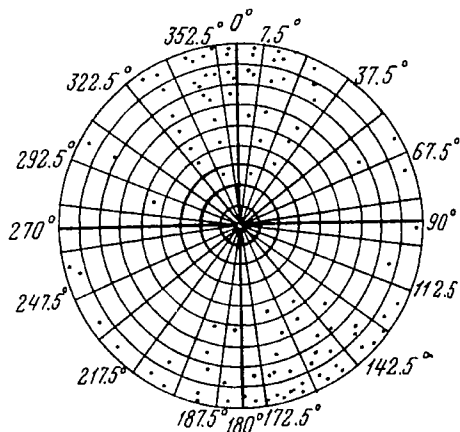
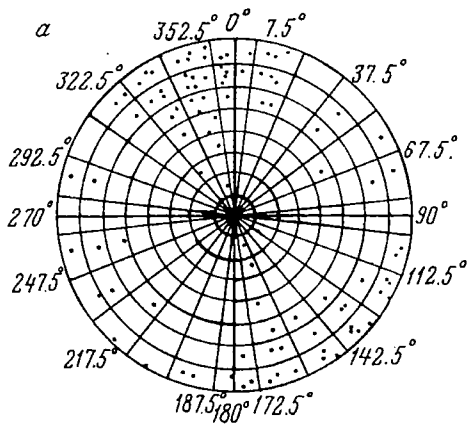


Рис. 26. Изменение ориентировки наибольшей плоскости в "белесой" толще (р. Торга). Глубина замеров: а - 0,5-1,0 м; б - 2,5 - 3,0 м

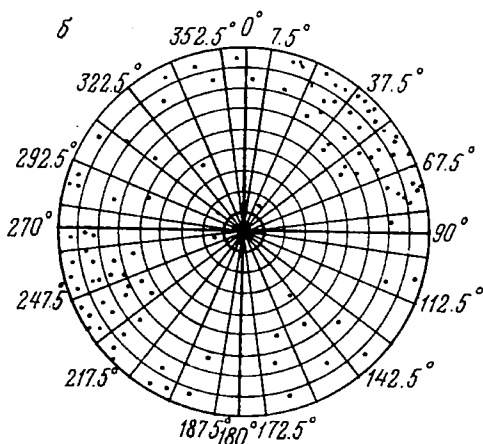


Рис. 27. Ориентировка наибольшей плоскости галек в "рыжей" толще террасы р. Торги

В таблице отчетливо видно, что наилучшую окатанность имеет галечный материал на высокой (70-80-метровой) террасе р. Кручины. Формы галек здесь наиболее изометричные. Очень резкое изменение окатанности и формы галек дает галечный материал в современном русле. Одновременно изменяется и петрографический состав галек. Для 70-80-метровой террасы Кручины можно говорить о значительном транзите материала, осреднении петрографического состава галек и об относительно теплых климатических условиях в период формирования этих отложений. Анализ галечного материала из русла, поймы и I надпойменной террасы показывает, что петрографический состав галек очень сильно варьирует при сравнении отложений, подстилающих современные пойменные отложения, с современными русловыми галечниками и галечниками из русловой фации высокой поймы. Хорошо видно, что диориты и гранодиориты встречаются больше всего в осадках, подстилающих современные пойменные отложения. Гораздо меньше их среди галек I надпойменной террасы, и они почти совсем исчезают в

русле на этом участке. Это свидетельствует о том, что транзит в отложениях высоких террас был больше, так как диориты и гранодиориты свойственны местным спектрам галечников. По окатанности галек воссоздается та же картина. В древних, подстилающих современные пойменные отложения галечниках окатанность обломочного материала невелика (это, вероятно, приплотиковые горизонты). Затем окатанность увеличивается в низах I надпойменной террасы Кручины, падает к кровле галечников этой же террасы, возрастая вновь в русле. Соотношение осей гальки (коэффициенты формы) также подтверждает эту картину. Все это вместе взятое позволяет сделать вывод о том, что отложения I надпойменной террасы формировались в наиболее холодных условиях.

Бассейн р. Талангуй. В бассейне верхнего и среднего течения р. Талангуй изучение морфометрических характеристик галек проводилось по керну, из которого выбиралась галька фракции 25–50 мм. Породы были достаточно однообразными, преимущественно алевриты и алевропелиты, реже сланцы. Материал, полученный по буровым скважинам, дополнялся изучением галек в современных руслах и поймах водотоков. Наиболее высоко была расположена скважина в верховьях пади Средняя Этыка, на высоте 1080 м. Она была пробурена в днище, занятом курумом (каменным глетчером). Результаты анализа представлены в табл. 35.

По табл. 35 видно, что морфометрические характеристики обломочных частиц позволяют выделить отдельно верхний горизонт (до 1 м) и среднюю пачку рыхлых отложений, дающих возможность говорить о том, что формирование средней пачки проходило в более теплых, чем современных, условиях. В нижней части разреза (6–9 м) выделяется по морфометрии обломков "холодная" толща, хотя небольшое коли-

Таблица 35

Морфологические характеристики галек
из рыхлых отложений днища пади Средняя Этыка

Глубина отбора проб, м	Классы окатанности		b/a	c/b	c/a
	1	2			
Поверхность	55	45	0,65	0,50	0,32
0,3 – 1,0	40	60	0,72	0,56	0,34
0,3 – 1,0*	36	64	0,74	0,56	0,41
2,5 – 3,0	50	50	0,64	0,62	0,40
3,2 – 4,2	60	40	0,67	0,63	0,42
4,2 – 6,2	83	17	0,71	0,62	0,38
6,2 – 9,0			Обломков мало, но все они уплощенной формы		

* фракция 50–100 мм.

чество обломков (менее 30) не позволяет говорить об этом вполне определенно.

В верховьях р. Талангуй у с. Этыка была заложена еще одна скважина. В табл. 36 приведены морфометрические характеристики галек по материалам, собранным при бурении.

Анализ табл. 36 позволяет вывить ритмичные измерения морфометрических характеристик галек в толще аллювия. Отмечается более сильное уплощение обломков в верхних и нижних горизонтах. В средней части разреза (глубина 4,0-13,2 м) галька менее уплощена. Увеличение выветрелых галек в слое совпадает с наименьшей уплощенностью.

Судя по данным табл. 36, основой для формирования аллювиальных отложений явился солифлюкций, поставлявший материал со склонов. В голоцене большую роль играл материал со склонов курумового типа.

В табл. 37 приведены морфометрические характеристики галек в районе Поджеронья в 9 км ниже предыдущего разреза.

Здесь наблюдается обратная картина в изменении морфометрических характеристик галек. В районе Поджеронья левый борт долины р. Талангуй сложен конгломератами морского генезиса. Их примесь и меняет морфометрические показатели аллювиальной толщи. В эпохи, когда господствовал солифлюкционный снос, здесь формировался благодаря гальке из конгломератов галечный аллювий с хорошо окатанными и уплощенными гальками. В эпохи же господства курумового сноса и активизации руслового транзита окатанность обломков падала (за счет меньшего поступления конгломератовой гальки в русло), а форма галек оставалась уплощенной. В русловой фации поймы отмечаются падение окатанности галек и возрастание их изометричности.

Таблица 36

Морфометрические характеристики галек в аллювиальной толще в долине р. Талангуй (с. Этыка)

Глубина отбора проб, м	Классы окатанности				K _{ок}	Количество выветрелых галек, %	b/a	c/b	c/a
	0	1	2	3					
Поверхность	-	46	50	4	1,58	6	0,64	0,50	0,32
0,2-0,8	2	58	40	-	1,38	4	0,64	0,49	0,31
1,2-1,8	3	45	49	3	1,52	12	0,70	0,52	0,36
2,0-3,0	-	58	41	1	1,43	13	0,66	0,50	0,33
4,0-4,5	-	48	52	-	1,52	3	0,66	0,56	0,38
5,6-6,5	-	58	39	3	1,45	23	0,70	0,52	0,36
7,1-8,1	2	76	22	-	1,20	10	0,69	0,56	0,39
8,1-10,1	-	54	46	-	1,36	32	0,71	0,50	0,36
10,1-11,1	1	70	29	-	1,28	20	0,68	0,59	0,40
12,8-13,2	-	71	29	-	1,29	22	0,66	0,59	0,39
13,6-15,0	-	58	42	-	1,42	8	0,72	0,40	0,40
15,0-15,8	-	68	28	4	1,36	32	0,71	0,53	0,41

Таблица 37

Морфометрические характеристики галек в аллювиальных отложениях в долине р. Талангуй у Поджеронья

Глубина отбора проб, м	Классы окатанности				K _{ок}	b/a	c/b	c/a
	0	1	2	3				
Поверхность	2	43	48	7	1,60	0,67	0,50	0,38
4,0-4,5	-	64	36	-	1,36	0,77	0,62	0,48
7,2-7,6	-	41	51	8	1,51	0,65	0,50	0,32
11,2-11,7	30	51	13	6	0,96	0,72	0,50	0,36
15,4-15,8	-	34	57	9	1,75	0,70	0,47	0,33
17,8-18,5	-	47	49	4	1,57	0,68	0,52	0,36
22,1-22,5	-	37	51	12	1,75	0,60	0,55	0,33
26,4-26,7	-	21	56	23	1,81	0,70	0,50	0,39
34,2-34,7	-	14	22	4	1,30	0,66	0,45	0,30

Морфометрические характеристики галечных отложений р. Талангуй в районе дер. Н.Гирюнино (в 9 км ниже разрезом у Поджеронья) представлены в табл. 38.

Таблица 38

Морфометрические характеристики галек из аллювия р. Талангуй у дер. Н.Гирюнино

Глубина отбора проб, м	Классы окатанности				K _{ок}	b/a	c/b	c/a
	0	1	2	3				
Поверхность	3	47	38	12	1,59	0,64	0,32	0,26
0,3-0,5	-	18	60	22	2,04	0,66	0,40	0,26
1,2-1,5	-	25	54	21	1,96	0,65	0,38	0,25
2,0-2,2	-	17	80	3	1,86	0,64	0,38	0,24
3,0-3,5	-	16	84	-	1,84	0,61	0,44	0,26
5,0-5,5	-	21	70	9	1,88	0,62	0,34	0,21

На глубине 5,6-6,0 м под галечными отложениями залегают отложения долинного солифлюкция (мари), характерные для более теплых эпох. Если сравнить изменение морфометрических характеристик в районах п. Этыка и дер. Н.Гирюнино, то для их верхних горизонтов намечается противоположный ход коэффициентов формы обломочных частиц. Это, на наш взгляд, связано с образованием обломков в разных вертикальных географических поясах. В период интенсивной деградации мерзлоты, солифлюкций в бассейне верхнего течения р. Талангуй, как

тип склоновых отложений, занимал одно из ведущих мест. В среднем течении р. Талангуй (район дер. Н.Гирюнино), по-видимому, большим площадным распространением пользовались дефлюкционные склоны. В пользу солифлюкционного генезиса обломочного материала в низах толщи в верховьях р. Талангуй говорит и укорачивание галек (Борсук, Симонов, 1964). Во всех четырех изученных разрезах аллювия по изменению формы обломков отмечается этап накопления толщ с более изометричными обломками, что соответствует потеплению в голоцене.

Бассейны рек Амазар и Тунгир. В обоих бассейнах наблюдается сходное строение аллювиальных толщ. В верховьях этих речных систем встречаются толща погребенного аллювия и аллювий I надпойменной террасы. В табл. 39 показано ритмичное изменение окатанности и формы галек в аллювии р. Амазар. На реках восточной части Забайкалья подобная ритмичность в изменении основных морфометрических характеристик галечного аллювия прослеживается повсеместно. Наиболее уверенно эти ритмы выделяются в том случае, когда разрезы достаточно полны, а в долинах встречается несколько разновозрастных уровней террас.

Аналогичная ритмичность морфологических характеристик аллювия была нами обнаружена в разрезах аллювиальных отложений в долине р. Тунгир (табл. 40).

Таблица 39

Коэффициенты окатанности и формы галек в аллювии верхнего течения р. Амазар

Место отбора проб	Глубина от поверхности, м	$K_{ок}$	b/a	c/b	c/a
Русло	0,0	1,70	0,64	0,54	0,30
Пойма	1,0-1,5	1,60	0,65	0,61	0,40
"	1,5-2,0	1,52	0,65	0,63	0,41
"	2,0-2,5	1,50	0,66	0,64	0,41
"	2,5-3,0	1,56	0,67	0,57	0,38
I надпойменная терраса	0,0-0,5	1,79	0,70	0,55	0,38
То же	0,5-1,0	1,05	0,71	0,53	0,38
"	1,0-1,5	1,72	0,68	0,57	0,39
"	1,5-2,0	1,38	0,62	0,57	0,39
"	2,0-2,5	1,72	0,64	0,53	0,34
Погребенные галечники (под пойменными отложениями)	3,0-3,5	1,78	0,64	0,59	0,38
То же	3,5-4,0	1,66	0,64	0,60	0,38
"	4,0-4,5	1,80	0,60	0,55	0,34

Таблица 40

Коэффициенты окатанности и формы галек в аллювии
р. Тунгир (верхнее течение)

Место отбора проб	Глубина от поверхности, м	$K_{ок}$	b/a	c/b	c/a
Русло	0,0	2,34	0,68	0,55	0,37
Пойма	1,3-1,85	2,00	0,72	0,59	0,43
"	1,85-2,83	1,96	0,67	0,62	0,40
"	3,6-3,9	2,00	0,70	0,56	0,39
I надпойменная терраса	0,5-1,0	1,87	0,76	0,40	0,30
То же	1,0-1,5	1,94	0,71	0,44	0,31
"	1,5-2,0	2,02	0,69	0,55	0,38
"	2,0-2,5	1,92	0,70	0,50	0,35

По окатанности и форме обломочных частиц можно сказать, что погребенные галечники (по Симонову, 1966в) формировались в холодных условиях при активном транзите галек в русле. Аллювий I надпойменной террасы формировался в более теплых условиях, когда в бассейнах рек были широко распространены солифлюкционные процессы. Небольшое похолодание вызвало незначительный размыв отложений I надпойменной террасы и врезание потока. В голоцене шло формирование пойменных отложений. Эта эпоха характеризуется наибольшим потеплением; по-видимому, в это время солифлюкционные процессы на склонах охватывают большую часть бассейна. Для русловых отложений характерны высокая окатанность и большая уплощенность галек, что говорит о некотором похолодании.

Режим рек в эпохи формирования различных по возрасту отложений был сходным, при этом наименьшие скорости потоков относятся ко времени формирования аллювия I надпойменной террасы, что подтверждается величиной угла наклона галек. Она меняется в бассейнах рек Тунгир и Амазар следующим образом: для галечников р. Бухты углы наклона в русле - $25-27^{\circ}$, в I надпойменной террасе - 20° ; для р. Б.Амазар - в русле $25-30^{\circ}$, в пойме - $18-25^{\circ}$; для р. Амазаркана - в русле $25-30^{\circ}$, в пойме $20-25^{\circ}$, в I надпойменной террасе - $15-20^{\circ}$. Все три реки расположены в одном районе в единой структурно-тектонической области.

Таким образом, для аллювиальных отложений большого района получены характеристики, показывающие сходные условия их образования по этапам развития речных долин (русловой, пойменной, террасовой аллювий). Судя по ориентировке галек в современном русле скорости потока в настоящее время наибольшие.

Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях в настоящее время еще не получил достаточно широкого применения. Чаще всего галечники анализируются со стороны их крупности, окатанности и петрографического состава, но от исследователей ускользает та информация, которая таится в форме обломочных частиц. Особенно необходимо проведение этих анализов для тех толщ, в период формирования которых были неблагоприятны условия для захоронения пыльцы, остатков растений и животных. Как показали исследования в Забайкалье, такая обстановка наиболее типична для склоновых толщ и участков долин в верхних звеньях речных систем.

Важным условием результативности морфометрического анализа обломков является наличие контрастных обстановок их формирования. Необходимо, чтобы в пределах анализируемой территории встречались участки, отличающиеся друг от друга по характеру годового хода температур и увлажненности. В Забайкалье такими контрастными участками являются курумные и солифлюкционные склоны, которые дают максимально отличающиеся друг от друга обломки. Достоверность различия среднеарифметических значений коэффициентов формы достаточно высока (различие, достоверное в 99 случаях из 100). Типичное соотношение размеров осей гранитного обломка солифлюкционных склонов $a:b:c = 57:40:25$, коэффициент уплощения $c/b = 0,63$ при коэффициенте удлинения $b/a = 0,70$. Средние параметры обломка курумного склона: $a:b:c = 62:40:22$; $c/b = 0,55$; $b/a = 0,65$.

Курумные склоны в Забайкалье являются основным региональным типом склонов. Резкий континентальный климат, глубокое промерзание, большие градиенты температур способствуют образованию уплощенных и удлиненных обломков, которые малоподвижны. Эволюция курумных склонов приводит к накоплению мелкозема, и при изменении климата он придает щебнистым образованиям на склонах подвижность. Особенно это характерно для деградации многолетней мерзлоты.

Динамичная обстановка солифлюкционных потоков неблагоприятна для сохранения удлиненной и уплощенной формы, и обломки в этих условиях приобретают более изометричную форму.

К числу факторов, оказывающих существенное влияние на форму обломков, относятся физические свойства пород и их крупность. Физические свойства пород могут меняться даже внутри одной петрографической разности пород. Для пород различного генезиса (например, осадочные и магматические породы) эти свойства могут отличаться настолько, что во много раз будут превосходить те колебания формы, которые связаны с изменением климата. Крупность обломков оказывает большое влияние на форму, определяя их подвижность в процессе склоновых и русловых передвижений. Поэтому для того, чтобы повысить достоверность выводов, необходимо строго ограничивать группу обломков по их размерам и петрографическому составу.

Разнообразие причин, оказывающих влияние на форму обломков, приводит к тому, что параметры формы одиночных обломков могут иметь случайные отклонения. Так как сопоставление различных генетических групп производится по средним их характеристикам, необходимо провести такое количество измерений, которое обеспечивает достоверность избранных показателей. Для этой цели необходимы определения важнейших статистических показателей (дисперсия, коэффициент изменчивости, достаточность объема частной выборки и др.).

Наши работы показали, что объем частной выборки для наиболее изменчивых по форме генетических групп не должен быть меньше 60-70 обломков.

Анализ окатанности обломков в отложениях различных генетических типов осадков Забайкалья показал, что округление ребер, как правило, начинается еще на склонах. Это позволяет различать "окатанность", приобретенную обломком в русле, от "округления" — процесса, свойственного явлениям, протекающим на склонах. При анализе окатанности галечников необходимо помнить об особенностях округления обломков в склоновой фазе их эволюции. Наиболее округленные обломки встречаются в курумовых отложениях, где между крупными ребристыми валунами и глыбами образуются "закатыши". А это в свою очередь, по-видимому, находит свое отражение в повышенной окатанности "холодных" галечников, формирующихся, как было показано выше, за счет курумовых склонов. Процесс окатывания обломков в русле тесно связан со способом перемещения руслоформирующей фракции. В процессе окатывания галечников в русле исходная форма и размеры обломков долго сохраняются, по крайней мере до приобретения ими 3-го класса окатанности. Это дает уверенность, что и в галечниках сохраняется форма обломка, сложившаяся еще на первых этапах их эволюции на склонах. Отсюда и изменение формы галек отражает изменение в условиях питания аллювия обломочным материалом. В первую очередь это выявляет изменение соотношения площадей склонов различного типа.

Существенным дополнением информации о происхождении галечников является анализ углов наклона главной плоскости гальки ($A \times B$) и азимуты ее падения. Эти два параметра отражают изменение скорости потока, а также выявляют характер русловых процессов (меандрирование, фуркация и т.п.).

Проведенный анализ подтверждает существенные различия условий накопления аллювия в Забайкалье в кайнозое. В фазу накопления "белесой" толщи изометричная форма галек подтверждает относительно теплые и сухие условия. Похолодание климата в плейстоцене нашло свое отражение в уплощении гальки. Даже сравнительно меньшие климатические колебания в голоцене отчетливо проявляют себя при сравнении галечников русловых фаций поймы и галечников современного русла. Последние, как правило, уплощенные и несколько более окатанные.

Сказанное позволяет надеяться на то, что дальнейшее совершенствование морфометрического анализа обломков по мере увеличения механизации измерения и обработки данных приведет к более широкому использованию этих методов в геоморфологических исследованиях и при построении схем палеогеографических условий накопления щебнистых и других грубообломочных отложений.

- Арванитакис С.В., Ахмедов Ч.У., Карлович И.А. и др. К определению направления течения по ориентировке уплощенных окатышей. – Докл. АН Тадж. ССР, 1967, VII, 3.
- Баженов Б.Н. Анализ галечников как один из методов изучения земной коры. – Труды Всес. заочн. политехн. ин-та, 1952, вып. 1.
- Баженов Б.Н. Определение генезиса конгломератов при помощи анализа галечников. – В сб. статей Всесоюзн. заочн. политехн. ин-та, № 3, 1953.
- Баженов Б.Н. Изучение россыпей бассейна р. Зеи при помощи анализа галечников. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1951, № 7.
- Батуриин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Башлаков Я.К. Наледи горных районов Сибири как источники аккумулятивной воды. – Изв. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1965, I, вып. 2.
- Борсук О.А. Форма обломков как индикатор генезиса континентальных отложений. – Зап. Забайк. отд. ГО СССР, 1963, вып. XXII.
- Борсук О.А. Измельчение аллювия вниз по течению на малых реках Юго-Восточного Забайкалья. – Вестн. научной информ. Забайк. фил. ГО СССР, 1965, вып. 3.
- Борсук О.А. Окатанность обломочного аллювиального материала в долинах Восточного Забайкалья. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 6.
- Борсук О.А. Морфологические закономерности строения долин Восточного Забайкалья. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 6.
- Борсук О.А., Гаррисон Э.И., Евстигнеев В.М. Распределение водозапасов в среднегорном бассейне Юго-Восточного Забайкалья. – Сб. "Количественные методы в географии". Изд-во МГУ, 1964.
- Борсук О.А., Колосова Г.Н., Симонов Ю.Г. О некоторых способах определения транзита обломочного материала на малых реках Восточного Забайкалья. – Вестн. научной информ. Забайк. фил. ГО СССР, Чита, 1967, № 7.
- Борсук О.А., Лукашов А.А., Симонов Ю.Г. Выраженность тектонических нарушений в рельефе Восточного Забайкалья. – В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 2 (4). Чита, 1967.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Парагенетические комплексы склонов и склоновых отложений Юго-Восточного Забайкалья. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, № 7.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Окатанность галек как показатель динамики осадконакопления. – Зап. Забайк. отд. ГО СССР, 1963, вып. XXII.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Анализ формы и углов наклона шебнистых обломков при изучении склоновых отложений Юго-Восточного Забайкалья. В сб. "Количественные методы в географии". Изд-во МГУ, 1964.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Корреляционные уравнивания и их применение в геоморфологии и литологии. – Вестн. научной информ. Забайк. отд. ГО СССР, 1965, вып. 3.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Применение анализа галечников в целях реконструкции древнего рельефа и условий осадконакопления в бассейнах малых рек Восточного и Юго-Восточного Забайкалья. В сб. "Вопросы региональной палеогеоморфологии". Уфа, 1966.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Применение анализа галечников для палеогеографических реконструкций в Забайкалье. – В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 2 (4), Чита, 1967.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Галька – источник информации. – Природа, 1967, № 3.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Морфометрия обломочных частиц в склоновых отложениях Забайкалья. – Землеведение, новая серия, т.УИ, Изд-во МГУ, 1967.

- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Анализ кривых распределения в геоморфологии. - Вестник научной информ. Забайк. фил. ГО СССР, 1967, вып. 9.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Опыт разработки палеопотамологических характеристик в Восточном Забайкалье. - В сб. "Проблемы речного стока". Изд-во МГУ, 1968.
- Бурлай И.Ф. Количественные зависимости в морфологии обломков горных пород. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 3.
- Бутаков Г.П. Влияние размера обломков горных пород на их форму. - Геогр. сб., изд-во Казанск. ун-та, 1967а, вып. 2.
- Бутаков Г.П. Древняя погребенная долина в районе с. Криуши Ульяновской области. - Геогр. сб., 1967б, вып. 2.
- Бутаков Г.П., Абзалова А.М. Песчано-галечные отложения и погребенная долина Волго-Свияжского водораздела между г. Ульяновском и с. Ундоры. - Геогр. сб., 1967в, вып. 2.
- Вассоевич Н.Б. Методика изучения конгломератов. - В кн. В.И. Попова "Литология кайнозойских моласс Средней Азии". Ташкент, 1956а.
- Вассоевич Н.Б. Методика изучения формы обломочных частиц. - В кн. В.И. Попова "Литология кайнозойских моласс Средней Азии", ч. II. Ташкент, 1956б.
- Вассоевич Н.Б. Крупнообломочные породы. Справочное руководство по петрографии осадочных пород. т. II. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Вистелиус А.Б. Морфометрия обломочных частиц - Труды лаборатории аэрометодов, IX, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Возовик Ю.И. Последледниковая история Хибин и развитие лавинных процессов в среднем и позднем голоцене. - В сб. "Снег и лавины Хибин". Изд-во МГУ, 1967.
- Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
- Воскресенский С.С., Ананьев Г.С. О строении склоновых отложений Забайкалья. - Вестн. МГУ, серия геогр., 1961, № 6.
- Воскресенский С.С., Зорин Л.В., Симонов Ю.Г. К формированию пологих склонов Приангарья. - Вестн. МГУ, серия геогр., 1959, № 3.
- Воскресенский С.С., Постоленко Г.А., Симонов Ю.Г. Генезис и строение рельефа Юго-Восточного Забайкалья. - В сб. "Геоморфологические исследования". Изд-во МГУ, 1965.
- Втюрина Е.А. Геокриологическое районирование Юго-Восточного Забайкалья. - Труды Ин-та мерзлотоведения. АН СССР, 1961, 17.
- Гераров Н.Н., Сизиков А.И. О возрасте красноцветных отложений в разрезе кайнозоя южной части Читинской области. - Зап. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1963, вып. XIX.
- Гидрологические ежегодники, т. 8, 0-6, 1958-1962.
- Гриднев Н.И. Генезис галечниковых отложений в кайнозойских молассовых осадках северо-западной Ферганы. - Труды Ин-та геологии АН Узб. ССР, 1949, вып. 4.
- Гриднев Н.И. Об устойчивости некоторых петрографических типов гальки в условиях речного потока. - Докл. АН Узб. ССР, 1962а, № 3.
- Гриднев Н.И. Минералого-петрографическая характеристика современного руслового аллювия бассейна р. Зеравшан. - Зап. Узб. отд. Всесоюз. минер. об-ва, 1962б, вып. 14.
- Даргевич В.А. Ориентировка галек флювиогляциальных отложений Шапки-Кирсинского р-на Ленингр. области. - Вестн. ЛГУ, 1949, № 8.
- Даргевич В.А. Ориентировка галек в современном аллювии р. Лабы. - Матер. ВСЕГЕИ, серия литол., 1956, вып. 1.
- Даргевич В.А. Ориентировка галек в некоторых озах Ленинградской области. - Вестн. ЛГУ, № 7, 1959.
- Дедков А.П. Происхождение экзотических валунов и галек в четвертичном покрове северо-востока Приволжской возвышенности. - Вестн. МГУ, серия геогр., 1964, № 6.

- Дедков А.П., Бутаков Г.П. Реконструкция палеорельефа пластвых возвышенностей по коррелятным отложениям. В сб. "Вопросы региональной палеогеоморфологии". Уфа, 1966.
- Дедков А.П., Бутаков Г.П. Применение аналитического изучения крупнообломочного материала в геоморфологии. В сб. "Методы геоморфологических исследований". Новосибирск, "Наука", 1967.
- Достовалов Б.Н. О морозобойном и диагенетическом растрескивании горных пород. - В сб. "Мерзлотные исследования", Изд-во МГУ, 1961, вып. 2.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. - Изд-во МГУ, 1967.
- Евстигнеев В.М. Наледи и весенний сток в Юго-Восточном Забайкалье. - Изв. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1965, 1, вып. 1.
- Евстигнеев В.М., Борсук О.А. Весеннее половодье и весенний сток в Юго-Восточном Забайкалье. - Изв. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1965, 1, вып. 4.
- Евтеев С.А. О некоторых особенностях воздействия ледника на включение в него обломков горных пород. - Труды Сов. Антарктич. экспед., 10, 1960.
- Ежов А.И. Выравнивание рядов распределения. М., Статиздат, 1961.
- Жигарев Л.А. Причины и механизм развития солифлюксия. М. "Наука", 1967.
- Захаров С.А. Соотношение между направлением потока и ориентировкой галек. - Сб. Таж. филиала АН СССР, 1947, вып. 1.
- Зорин Ю.А., Сизиков А.И. Схема неотектоники Забайкалья (в пределах Читинской области). - Изв. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1965, 1, вып. 1.
- Казницын Ю.В. Роль тектонических структур в формировании мезозойских металлоносных интрузий Северо-Восточного Забайкалья. В сб. "Глубинные разломы", М., "Недра", 1964.
- Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М. Изд-во "Наука", 1965.
- Карпов Н.Н. Наблюдения за растрескиванием грунтов в районе Бенозовского месторождения в Забайкалье. - В сб. "Мерзлотные исследования". Изд-во МГУ, 1961, вып. 1.
- Кинд Н.В., Кухаренко А.А. К вопросу об ориентировке галек в потоке. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1948, 77, № 1.
- Кленов В.Н. Каменные цветы на Чукотке. - Вестн. МГУ, сер. геогр. 1963, № 5.
- Корешков И.В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Корнутова Б.И., Хотина Е.И. Стратиграфия верхнеплейстоценовых и плейстоценовых отложений Забайкалья. - Изв. Забайк. фил. ГО СССР, Чита, 1966, II, вып. 1.
- Короткий А.М. Об изучении современного аллювия для палеогеографического анализа. Тезисы докладов Первой научной конференции геол. секции им. Обручева, Чита, 1963.
- Короткий А.М. К методике изучения современных областей сноса для палеогеографических целей. В сб. "Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Д. Востока". Владивосток, 1965 а.
- Короткий А.М. О некоторых особенностях морфологии днш и строения аллювия магистральных долин в горных областях (на примере р. Нипны). - В сб. "Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Д. Востока", Владивосток, 1965 б.
- Короткий А.М. К методике количественного анализа палеорельефа. - В сб. "Вопросы региональной палеогеоморфологии". Уфа, 1966.
- Короткий А.М., Никонова Р.И. К вопросу об истории формирования долин рек Улахе, Даубихе, Шетухе. - В сб. "Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Д. Востока", Владивосток, 1965.

- Красный Л.И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугд-
журе, Прибрежном и вопросы магматизма в нескладчатых областях. - Изв.
ВУЗов. Геология и разведка, 1960, № 3.
- Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР, Л.,
Гидрометиздат, 1960.
- Кухаренко А.А. Количественный анализ формы галек из древнего аллювия
р. Косвы. - Советская геология, 1947, № 18.
- Кухаренко А.А. Пример реконструкции условий формирования галечников по
характеру ориентировки галек. - Научн. бюлл. ЛГУ, 1948, № 21.
- Кухаренко А.А. Ориентировка обломков в отложениях потоков. - Уч. зап.
ЛГУ, 1953, вып. 3, № 59.
- Кухаренко А.А., Семенов Е.В. Механизм образования ориентировки гал-
лек в отложениях потоков. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № 6.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. Изд-во АН СССР,
1955.
- Марков К.К. Палеогеография. Изд. 2. Изд-во МГУ, 1961.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период, т. I,
II. Изд-во МГУ, 1965.
- Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М., Физматиз-
дат, 1961.
- Мурзаева В.Э. О древней долине Амура. - Вестн. МГУ, серия геогр., 1961,
№ 1.
- Мурзаева В.Э. Палеогеография древних долин верхнего Приамурья. - В кн.
"Палеогеография четвертичного периода". Изд-во МГУ, 1965.
- Мурзаева В.Э., Ръжов Б.В. Стратиграфия неогеновых и четвертичных от-
ложений и геоморфология. - В кн. "Геология и инженерная геология Верх-
него Амура". Изд-во МГУ, 1962.
- Нагибина М.С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. -
Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, т. 33, вып. 3.
- Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. - Труды
ГИН АН СССР, вып. 79. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ногина Н.А. Почвы Забайкалья. М., "Наука", 1964.
- Обручев В.А. Молодость рельефа Сибири. - В сб. "Акад. В.И.Вернадскому
к 50-летию научной и педагогической деятельности", т. II. Изд-во АН СССР,
1936.
- Орлова Л.М. Краткая характеристика мерзлой зоны территории Читинской
области. - Мат. по мерзлотоведению Сибири и Дальнего Востока. Иркутск,
М., 1964.
- Осокин И.М. О вертикальном распределении осадков в Забайкалье. - Зап. Забайк.
отд. ГО СССР, Чита, 1963, вып. XXII.
- Питровский М.В. Вопросы методики обзорного морфотектонического ана-
лиза. В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 1 (3).
Чита, 1966.
- Плотников М.И., Ильхина Н.И., Уманец В.Н. К вопросу о происхожде-
нии водораздельных галечников бассейна р. Мархи. Мат. ВСЕГЕИ, новая
серия, Л., 1959, вып. 24.
- Плохинский Н.А. Биометрия, Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1961.
- Попов В.И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, 1956.
- Попов В.И., Гриднев Н.И. Некоторые характерные особенности формы и
текстуры поверхности щебня и гальки в суходольных и речных веерообло-
мочных осадках. - Труды Ин-та геологии АН СССР, 1952, вып. 8.
- Преображенский В.С. и др. Типы местности и природное районирование
БАСССР, М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Преображенский В.С. и др. Типы местности и природное районирование
Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Преображенский И.А. О формах зерен. - Труды Геол. ин-та АН СССР, серия петрогр., 1940, 7, вып. 21.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтоптехиздат, 1940.
- Разумихин Н.В. Изучение ориентировки галек на модели речного русла. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1963, № 24.
- Разумихин Н.В. Ориентировка галек в русле некоторых рек Урала. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1964, № 18.
- Разумихин Н.В. Экспериментальные исследования эволюции окатанности обломков горных пород. Изд-во ЛГУ, 1965 а.
- Разумихин Н.В. Использование экспериментальных методов для решения некоторых вопросов формирования россыпей. - В сб. "Геология россыпей". М., изд-во "Наука", 1965 б.
- Решиков М.А. Степи и луга южных аймаков Бур. АССР. - Мат. по изучению производ. сил Бур. АССР, 1954, вып. 1.
- Решиков М.А. Степи Западного Забайкалья. - Труды Вост.-Сибир. фил. АН СССР серия биол., 1961, вып. 34.
- Ржаницын Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. Л., Гидрометиздат, 1960.
- Русанов Б.С. Гидротермические движения земной поверхности. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Изд. 2, Госгеолтехиздат, 1961.
- Рухина Е.В. Округленность галек в современном аллювии р. Лабы. - Уч. зап. ЛГУ, № 102, серия геол., 1950, вып. 1.
- Рухина Е.В. Об особенностях слоистости и ориентировке гальки в некоторых типах четвертичных отложений. - Уч. зап. ЛГУ, № 209, серия геол. наук, 1956, вып. 7.
- Рыжов Б.Н. Особенности развития рельефа. - В кн. "Геология Верхнего Амура". Изд-во МГУ, 1962.
- Рыжов Б.Н. Десерпций. - В сб. "Геология антропогенного периода." Изд-во МГУ, 1966.
- Саркисян С.Г., Климова Л.Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Саркисян С.Г., Шоповалова Г.А. Ориентировка галек душетской свиты третичных отложений Грузии как критерий путей терригенного сноса материала. - Докл. АН СССР, 1949, т. XII, вып. 3.
- Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. М., "Наука", 1965.
- Сергеев Е.М., Красилова Н.С. Инженерно-геологические свойства горных пород. - В кн. "Геология и инженерная геология Верхнего Амура". Изд-во МГУ, 1962.
- Сигов А.П. Оценка расстояния, пройденного галькой по ее окатанности. - Бюлл. комиссии по изучению четв. периода, 1947, № 9.
- Сизиков А.И. К орографии Забайкалья. - Зап. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1963, вып. XX.
- Симонов Ю.Г. Генетическая классификация и основные типы развития долино-балочной сети Юго-Восточного Забайкалья. - Зап. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1963, вып. XXI.
- Симонов Ю.Г. Мари-региональный тип долин. - Зап. Забайк. отд. ГО СССР, Чита, 1965, вып. XXV.
- Симонов Ю.Г. Основные черты морфотектоники Восточного Забайкалья. - Изв. Забайк. фил. ГО СССР, Чита, 1966 а, II, вып. 2.
- Симонов Ю.Г. Некоторые особенности развития Тунгир-Амазарского свода в кайнозое. - В сб. "Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья", вып. 1 (3), Чита, 1966 б.

- Симонов Ю.Г. Некоторые особенности выветривания коренных пород в условиях Восточного Забайкалья. *Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья*, вып. 1 (3), Чита, 1966 в.
- Симонов Ю.Г. Проблемы регионального геоморфологического анализа внутриконтинентальных областей умеренного пояса. (Докт. дис., рукопись). М., 1967.
- Симонов Ю.Г., Сизиков А.И., Тимофеева С.Г. Основные этапы кайнозойского этапа геологической истории левобережья Средней Шилки. - *Забайк. отд. ГО СССР*, Чита, 1963, вып. XX II.
- Смеловский С.П. Новые данные по истории развития Олекмо-Витимской горной страны. - *Изв. Забайк. фил. ГО СССР*, т. II, Чита, 1966, II, вып. 1.
- Уйделл Х. Объем, форма и округленность частиц пород. - *Изв. Азерб. краснознам. индустр. ин-та*, № 7 (14), 1935.
- Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. - *Изв. АН СССР*, серия геол., 1948, № 2.
- Флоренсов Н.А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. - *Труды Вост.-Сиб. фил. СССР*, серия геол., 1954, вып. 1.
- Хабаков А.В. Краткая инструкция для полевого исследования конгломератов. *Госнаучтехгеолразведиздат*. М.-Л., 1933.
- Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников. *Сов. геология*, 1948 а, № 10.
- Хабаков А.В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. - *Литолог. сборник*. Л., 1948б.
- Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборник бассейнов. ИЛ, 1948.
- Чичагов В.П. О некоторых типах бичевниковых галечников Нижнего Амура. - *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1959, т. 64, вып. 1.
- Чичагов В.П. Опыт сопоставления методов измерения окатанности галек долины Нижнего Амура. - *Геогр. сообщ. АН СССР*. М., 1959 б.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., изд-во "Наука", 1966.
- Щербак Е.А. Климат СССР, вып. 9 (Восточная Сибирь). Л. Гидрометеоиздат. 1961.
- Энштейн Г.М. О морозном выветривании крутых склонов северных и южных экспозиций в условиях Юго-Восточного Забайкалья. - В сб. "Мерзлотные исследования", вып. 1 Изд-во МГУ, 1961 а.
- Эпштейн Г.М. К вопросу о температурной инверсии приземных слоев воздуха и долинном распространении многолетнемерзлых пород в условиях Забайкалья и Приамурья. - В сб. "Мерзлотные исследования", вып. 1. Изд-во МГУ, 1961 б.
- Юнатов А.А. Основные закономерности растительного покрова северной части Центральной Азии. - В кн. "Вопросы ботаники", т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Яковлев С.В. Исследования галечников. Методич. рук-во по изучению и геологич. съемке четвертичных отлож., ч. II *Госгеолтехиздат*. М., 1955.
- Яковлев С.В. Об упорядоченном расположении валунов в толщах основных морен. - *Мат. Всесоюзн. научн.-исслед. геолог. ин-та*, новая серия, *Госгеолтехиздат*, 1956, вып. 9.
- Blonk M. Ein Beitrag zur morphometrische Schotteranalyse. - *Z. Geomorphol. N.F.*, 1960, Bd. 4, H.3-4.
- Cailleux A. Distinction des galets marins et fluviaux. - *Bull. Soc. geol. France*, ser. 5, t.15, 1945.
- Cailleux A. Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. - *Geol. Rundschau*, Bd. 40, H.1, 1952.
- Cailleux A. Application à la géographie des méthodes d'étude des sables et des galets. Rio de Janeiro, 1961.
- Cailleux A., Tricart J. Initiation à l'étude des sables et des galets, v. 1. Paris, CDU, 1964.

- G o g u e l l I. A propos de la mesurage des galets et de la definitions des indiees. "R.G.D.", 3, 1953.
- G r e g o r y H.E. Note on the shape of pebbles. - Ames. J. Sci., 1915, (4) 39.
- H o l m e s C.D. Till fabric. - Bull., Geol. Soc. America, v.52, 1941.
- K e i s e r K. Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht Ponderver. Geol. Inst. Univ. Köln.1, 1960.
- K l a t k a T. Indices de structure et de texture des champs de pierres des zysogori. - Bull. Soc. sci. et lettres. Lodz, v. XII, 10, 1961.
- K ö s t e r E. Möglichkeiten und Grenzen granulometrischer und morphometrischer Untersuchungsmethoden in der geographischen und geologischen Forschung. - Petermanns geogr. Mitt., H.2, 1962.
- K r u m b e i n W.C. Flood gravel of San Gabriel Canyon, California. - Bull. Geol. Soc. America, v.51, 5, 1940.
- K u e n e n Ph. H. Experimental abrasion of pebbles. 1. Wet sandblasting. - Leidse geol. meded., bd. 20, 1956.
- K ü r s t e n M. Zur Frage der Geröllorientierung in Flussläufern. - Geol. Rundschau, 2, 1960.
- M a c k y Wm. On the laws that govern the rounding of particles of sand (read 29 th april 1897). - Trans. Edinburgh geol. Soc., v.VII, 1899.
- M a r s c h a l l P. The wearing of Beach gravels. - Trans. N.Z. Inst. Geol., 58, Pt. 4, 1927.
- P a s d ü n g e r H. Morphometrische Schotteranalysen in Quater der alpinen Instals. "Schern-Schufer". 1958.
- P o s e r H., H o v e r m a n n J. Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. - Abh. Braunschweig wiss. Ges., Bd. 1, H. 4, 1952.
- R a y l e i g h.. Pebbles, natural and artificial, their shape under various conditions of abrasion. - Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, v.18, 1944.
- R a y l e i g h. The ultimate shape of pebbles, natural and artificial. - Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 18, 1943.
- R e i c h e l t G. Über Schotterphormen und Rundungsgradanalyse als Feldmethod. - Petermanns geogr. Mitt., Bd. 1, 1961.
- R i c h t e r K. Morphometrische Gleiderung von Terrassenschüttern.- Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 2, 1952.
- S c h o k l i t s c h A. Über die Verkleinerung der Geschiebe in Flüßläufern. - Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Mathnaturwiss. Kl. Bd. 142, 1933.
- S c h u l z H. Über neuere Forschungsmethoden in der Geomorphologie.- Geogr. Ber., Bd. 1, 1956.
- S c h u l z H. Geröllmorphometrischen Untersuchungen an einem Kegelsand bei Strahlisingen. - Geogr. Ber., Bd. 6, 1961.
- S n e e d E.D., R.L.Folk. Pebbles in the Lower Colorado river, Texas; a study in particle morphogenesis. - J. Geol., v. 66, 2, 1958.
- T h e b a l t J. Etude de la distribution et la dispersion des largeurs et epaisseurs de galets d'une loguerir déterminée. - Cr. Acad., Sci 3, 1964.
- T r i c a r t J. Etude sur le façonnement des galets marins. - Proc. 3 Internat. Congr. Sedimentation; 1951.
- T r i c a r t J. Etude morphométrique des galets des formations attribuées à une glaciation preglunz dans la région du plateau Bavarois. - Geol. bavarica, v. 14, 1952.
- T r i c a r t J. Les actions périglaciaires du Quaternaire recent dans les Alpes du Sud. Actes IV Congr. I N Q U A. Roma, 1955.
- T r i c a r t J., J o l y F., R a y n a l R. Etude morphométrique de galets Nord - Africains. - Notes Service géol. Maroc, t. 13, 1955.

- Tricart J., Schaiffner R. L'indice d'emousse des galets, moyen .
l'etude des systemes d'erosion. - Rev. géomorphol. et dynam., v.4,
1950.
- Unger K. Untersuchungen en Schotterkornern der Saale. - Bull. Pe-
riglaciol,4, 1956.
- Valeton I. Beziehungen zwischen petrographischen Beschaffenheit,
Gestalt und Rundungsgrad einiger Fluss geroll.- Petermans geogr.
Mitt., Bd. 99, 1, 1955.
- Wadell H. Volume shape and roundness of rock particles. - J.Geol.,
v. XI, 5, 1932.
- Wentworth Ch. A laboratory and field study of quartz particles. -
J. Geol., v. 27, 7, 1919.
- Wentworth Ch. The shapes of pebbles. - U.S. Geol. Surv. Bull.,
1922.
- Zing Th. Beitrag zur Schotteranalyse. - Schweiz. Mineral. and
petrogr. Mitt., Bd. 15, H. 1, 1935.

Введение	3
Современное состояние анализа обломочных частиц и метода сбора материала	6
Краткий очерк природных условий восточного и юго-восточного Забайкалья	25
Рельеф и рыхлые отложения	44
Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях	52
Анализ щебнистых толщ денудационных поверхностей и склонов	53
Анализ галечников в современных русловых отложениях	78
Опыт применения анализа галечников в палеогеоморфологических исследованиях	92
Заключение	102
Литература	104

Олег Анатольевич Борсук

Анализ щебнистых отложений и галечников
при геоморфологических исследованиях
(на примере Забайкалья)

Утверждено к печати Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР

Редактор издательства Баринова Т.С.

Художник Тогобицкий В.А.

Технический редактор Сурикова Л.М.

Книга издана офсетным способом

Подписано в печать 21.V.73. Формат бумаги 60x90¹/₁₆
Усл.-печ.л. 7,0 Уч.-изд.л. 7,79 Тираж 600
Т - 06952 Бумага офсетная № 1 Цена 78 коп.
Зак. 299

Издательство "Наука". ГСП, 103717
Москва, К-82, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, Н-179034 9-я линия; 12

78 коп.

55682

14
3667



ИЗДАТЕЛЬСТВО .НАУКА.