

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Выпуск девятый

ТОМСК — 1976

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СССР, ТОМСКИЙ ОТДЕЛ,
ТОМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ В. В. КУЙБЫШЕВА

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

ВЫПУСК ДЕВЯТЫЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ТОМСК — 1976

В настоящем выпуске «Вопросов географии Сибири» изложены результаты географических исследований, проведенных сотрудниками университета в различных районах Сибири.

Освещены новые теоретические результаты гляциологических исследований на Алтае. Значительная часть статей посвящена климату Западной Сибири. В них проанализированы температурные инверсии, повторяемость и скорость движения циклонов и антициклонов, распределение температуры и влажности в свободной атмосфере. Дана погодно-синоптическая характеристика лета в бассейне р. Кети. В статьях А. А. Земцова, П. А. Окнишева и А. М. Малолетко рассматриваются некоторые проблемы палеогеографии плейстоцена.

Сборник рассчитан на географов, климатологов, гляциологов и всех интересующихся природой Сибири.

Редактор — А. А. Земцов.

НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА АЛТАЕ

М. В. ТРОНОВ

1. Итоги гляциологических исследований на Алтае, имеющие общегляциологическое значение, различны и относятся к разным разделам гляциологии, как-то: к проблеме снеговой границы, к многообразным сторонам взаимодействия между климатом, рельефом и оледенением, к проблеме подпруживания ледников и другим. Эти итоги, основанные частично на специальных тематических исследованиях, наиболее регулярно публикуются в периодически издаваемых Томским университетом сборниках «Гляциология Алтая». В настоящей статье рассматриваются некоторые взаимоотношения между оледенением и климатом Алтая, интересные благодаря сочетанию признаков типичности и оригинальности.

Основные свойства и главные особенности алтайского высокогорного климата, способного поддерживать значительное оледенение, известны уже давно. Благодаря организации с начала Международного геофизического года специальных метеорологических и других наблюдений в ледниковой зоне Алтая, мы можем описать теперь связи между климатом и ледниками Алтая одновременно и в широком географическом комплексе, и при помощи различных численных показателей. Вместе с тем становится конкретной гляциоклиматическая сопоставимость Алтая с другими горно-ледниковыми странами земного шара. Если выбрать из них наиболее типичные и, основываясь на гляциоклиматических показателях, расположить в виде некоторого ряда или цепи, то Алтай займет в ней свое определенное место в виде необходимого ее звена.

2. Вопрос о возможно большом теоретическом значении гляциологических исследований на Алтае возник еще в конце прошлого века в связи с географическими открытиями профессора Томского университета В. В. Сапожникова. Книги «Катунь и ее истоки» (1901) и «Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо» (1911), в которых подытожены результаты его алтайских путешествий, привлекли большое внимание научной общественности, в частности внимание гляциологов разных стран. Помимо интереса «неожиданного» открытия крупных ледников, неподготовленного предшествующими географическими сведениями, оказалось, что типичный континентальный климат, каким обладает Алтай, может быть вполне благоприятным для оледенения. Вывод этот, при недостатке различных численных данных, хорошо подтверждался четкими описаниями (включая и фотографии) характерного географического комплекса: крупные ледники спускаются до 1950—2000 м, т. е. на 200 м ниже границы леса; они бурно тают и дают начало полноводным речным потокам с молочно-белым цветом воды; период половодья на таких ре-

ках не кратковременный, а растягивается месяца на три; растительный ландшафт поблизости от ледниковой зоны свидетельствует о значительном увлажнении, хотя бы и не так далеко располагались сухие степи. Интенсивный кругооборот воды, осуществляемый ледниками Алтая и ярко выраженный в природных явлениях, очевидно, требует достаточно благоприятных климатических предпосылок.

3. Результаты исследований ледникового Алтая, выполненных в последующие десятилетия, подытожены в книге «Очерки оледенения Алтая» (Тронов, 1949). Описаны с разных точек зрения 754 ледника с общей площадью 600 кв. км в советской части Алтая. Но главным ледниковым центром всей Алтайской горной страны остается по-прежнему горный узел Табын-Богдо-Ола, расположенный в основном на территории Монголии и Китая. Климат Алтая известен лучше, чем раньше, но все же климатические условия оледенения могли быть описаны лишь в общих чертах.

В бассейне Катуня, где сосредоточена основная масса ледников Советского Алтая, на площади в 60900 кв. км средний годовой слой стока составляет 350 мм, что соответствует годовой сумме осадков около 500 мм. Лето по-континентальному теплое, и, следовательно, средние климатические условия Алтая для оледенения неблагоприятны. Еще больше удалены от типичных горно-ледниковых условий климатические показатели горных степей Алтая. В Чуйской степи на высоте 1750 м годовые суммы осадков близки к 100 мм, а средние температуры июля — к 15°. Такие показатели, очевидно, противоречат всякой возможности оледенения. Но отсюда вытекает, что на хребтах Алтая, в виде компенсации, осадков должно выпадать больше указанной суммы (500 мм).

4. Действительно благоприятными для оледенения оказываются некоторые основные сочетания климатического и орографического фактора или ороклиматическая база оледенения Алтая. В ее изучении достигнуты существенные успехи за последнее десятилетие. Речь идет не просто о влиянии горных хребтов, на склонах которых количество осадков намного, даже в несколько раз увеличено по сравнению с прилегающими широкими долинами. Существенной стороной этой базы оледенения Алтая надо считать условия повышенного увлажнения, создаваемые типичными замкнутыми горно-ледниковыми бассейнами в окружении высоких гребней. Для них характерны расширенные внутренние пространства, узкие выводные долины, очень большие перепады высот. Примером может служить бассейн Актру (в восточной части Центрального Алтая), где ведутся систематические наблюдения: площадь бассейна 40 кв. км, ширина долины (по дну) 400 м, высота горных гребней 3600—4000 м, а долины — 2150 м. Граница леса располагается на 2280 м, снеговая линия на ледниках — около 2950 м. Оледенение занимает 17 кв. км, ледники спускаются до 2240 м, т. е. ниже границы леса.

По измерениям на замыкающем водомерном створе средний годовой слой стока в бассейне Актру составляет 820 мм, а сумма осадков оценивается в 1000 мм, хотя в долине измерена сумма только в 600 мм. На ледниках концентрируется до 1200—1500 мм годовых осадков, а в отдельных пунктах еще больше. Типичность и эффективность такой базы оледенения связана с обстоятельством, хорошо наблюдаемым, но еще требующим уточненных количественных оценок и измерений. Замкнутые бассейны, подобные бассейну Актру, в определенной мере «загорожены» от осадков, но это в полной мере компенсируется осадждением на крутых подветренных склонах больших масс снега, переносимого через хребты. Высоты горных гребней и вершин (до 4500 м), какие имеются на Алтае, такому переносу не препятствуют. Возникает лавинный и полулавинный

тип питания ледников, связанный не просто с крутизной склонов, но и с местным увеличением аккумуляции твердых осадков.

При сопоставлении таких бассейнов друг с другом также наблюдается своеобразная компенсация: в зависимости от степени загороженности и замкнутости бассейнов меняется соотношение между осадками нормальными и переносимыми, но более или менее сохраняется их общая сумма. В то же время эта сумма в направлении с запада на восток вдоль линии Катунско-Чуйского хребта несколько уменьшается в соответствии с общим изменением климата. В районе Белухи, на 100 км к западу от бассейна Актру, осадков выпадает примерно в полтора раза больше.

Здесь надо заметить, что несколько иначе характеризуются благоприятные условия для малых форм оледенения, преимущественно связанных с карами. Процессы ветрового переноса снега играют здесь главную роль; каровых ледников больше на подветренных склонах, а концентрация масс снега может быть многократной по сравнению со средней нормой осадков.

5. Менее благоприятные для оледенения общеклиматические и более благоприятные ороклиматические характеристики Алтая можно уточнить и детализировать различными способами. Представляет интерес рассмотреть отдельно некоторые свойства климата Алтая, важные в том смысле, что они по-разному влияют на оледенение.

Приведем сначала ежемесячные данные о температуре воздуха и об осадках на близледниковой экспедиционной станции в долине Актру на высоте 2150 м (табл. 1).

Таблица 1

Температуры воздуха и осадки на станции Актру

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Средние темп. возд., °С	-21,9	-17,6	-13,1	-6,5	3,1	8,3	9,9	8,0	4,1	-5,1	-12,5	-17,1	-5,0
Средние колич. осадков, мм	12	12	34	24	57	91	96	84	60	60	39	21	590

Довольно высокие летние температуры воздуха вполне соответствуют континентальности климата, но при этом дневные максимальные температуры могут достигать 22—24°. Количество осадков на станции, как уже указывалось, сильно занижено по сравнению с самими ледниками. Годовой ход осадков соответствует континентальному типу климата в средних широтах: зимой осадков выпадает гораздо меньше, чем летом.

Ледники, низко опускающие свои концы (например, ниже границы леса), неизбежно должны быть гидрологически активными, должны осуществлять усиленный кругооборот воды. Приведенная таблица не объясняет всех возможных благоприятных и неблагоприятных для ледников сторон климата в бассейне Актру, но из нее можно сделать некоторые выводы.

6. Известно, что повышенные летние температуры воздуха в континентальных климатах «невыгодны» для ледников. На ледниках Актру на низких уровнях слой стаявшего льда, если лето очень теплое, достигает 6,5 м. Частое повторение таких сезонов было бы катастрофическим для ледников. Но для режима ледников небезразличны и зимние температуры.

Низкие зимние температуры, характерные для континентальных климатов, сами по себе могут в определенной мере способствовать увеличению размеров оледенения. Причина — в уменьшении подвижности льда глубоко промерзших ледников. Объем снега, фирна и льда, накопленных на высоких уровнях, должен быть тем больше, чем медленнее это наполнение разрешается путем быстрого таяния. Однако в ледниковой зоне Алтая суровость зимы сильно снижена по сравнению с алтайскими же широкими степными долинами (табл. 2).

Таблица 2
Сравнение температуры воздуха
в Чуйской степи и близ ледника

Пункт и высота	Средние тем. воздух		
	I	VII	год
Кош-Агач, Чуйская степь, 1750 м	—31°	14°	—6°
Ст. Актру близледнико- вая, 2150 м	—22°	10°	—5°

большой Талдуринский ледник (мощность 175 м) в том же Чуйском районе Алтая оказывается, по-видимому, не промерзшим до дна: по измерениям Г. С. Кравцова на глубине 10—12 м летние температуры лишь на 1—3° ниже нуля. Скорость движения ледника — порядка 25 см в сутки.

7. В Актуру летние осадки резко преобладают над зимними, как это и должно быть в континентальном климате. Но на большой высоте осадки и летом выпадают в твердом виде. В Центральном Алтае, однако, уровень нулевой июльской изотермы лежит намного выше снеговой границы. Средние цифры для бассейна Актру — 3900 и 3000 м. Фирновых же полей, расположенных выше 3900 м, на Алтае почти нет. Часть летних осадков в зоне питания ледников ими не используется, но какая именно — пока определить трудно.

С другой стороны, в долине Актуру довольно много осадков переходных периодов, весной и ранним летом, а также осенью они могут выпадать в твердом виде на всем протяжении ледников. В общем, режим осадков, требующий еще дальнейших исследований, нельзя считать неблагоприятным для оледенения. Очень важны в этом отношении показатели по стоку, полученные путем анализа гидрографа р. Актуру. По источникам питания сток по бассейну в 40 кв. км расчленяется следующим образом:

Талые воды с ледников	%
Таяние снежного покрова и снежников на склонах	50
Дождевая вода	25
Грунтовые воды	7
	18

В свою очередь грунтовые воды в большой мере питаются ледниками. Надо сделать следующий важный вывод: режим осадков, при котором больше половины кругооборота воды регулируется ледниками, безусловно благоприятен для оледенения. Однако этот вывод относится не ко всему Алтаю, а именно к типичным замкнутым горно-ледниковым бассейнам.

8. Климат Алтая — континентальный, но в то же время циклонический, с характерным воздействием арктического и полярного атмосферных фронтов и воздушных масс разных свойств. На высотах возникают

резко контрастирующие смены погоды, позволяющие сделать важные гляцио-гидроклиматические выводы.

В литературе уже давно отмечено, что различные типы погоды, помимо участия в суммировании средних метеорологических показателей, могут иметь то или иное, иногда очень сильное специальное влияние на ледники. Например, С. Моравец в работе о колебаниях ледников в Восточных Альпах (1940) подчеркнул, что для ледников очень «вредна» продолжительная ясная и теплая погода. Наблюдения на водомерном посту Актру (2150 м) очень наглядно показывают, как такая погода влияет на ход расходов воды у реки с ледниковым питанием. 20—24 июля 1965 г. отмечены следующие дневные температуры воздуха и расходы воды (табл. 3).

Таблица 3
Связь температуры воздуха
в бассейне Актру с расходом воды в реке

	20	21	22	23	24
Максимальная темп. воздуха, °С	14,6	17,5	19,6	24,0	24,0
Среднесуточный расход воды, м ³ /сек	3,82	5,40	5,77	6,98	8,32

В это время в бассейне Актру снежников уже почти не было, дождей — тоже. Бурные воды Актру, особенно 24 июля, — это прямая потеря вещества ледников, около 1 млн. м³ за один день. Причина заключается не только в повышении температуры от одного дня к другому, но и в распространении процессов таяния и стока на высокие уровни. Альbedo смоченных снежно-фирновых поверхностей снижается до 50 и ниже процентов, а толща фирна насыщается водой и перестает удерживать новые порции талых вод.

Наряду с этим последние годы (1963, 1964, 1965) заставили обратить особое внимание на повторяемость случаев «теплого ненастья». Поверхность ледников при этом не подбеливается свежим снегом даже на высоких уровнях. Ледники Актру, например, в июле — августе 1964 г. были грязно-серыми, кроме самых высоких вершин (3800—4100 м).

Очень интересным признаком того, что поверхность фирна длительное время смочена водой (что очень неблагоприятно для ледников), является появление и распространение полей красного снега; в 1964—1965 гг. они занимали в бассейне Актру площадь до 1 кв. км. Красно-коричневая окраска снега появляется благодаря развитию колоний снежной водоросли *Spherella nivalis*.

9. Очень важное общегляциологическое значение имеют данные о летних снегопадах в ледниковой зоне Алтая, об их влиянии на режим ледников. Данные эти накапливаются, предлагаемые ниже выводы будут еще уточняться и расширяться.

I. На Алтае, благодаря часто повторяющимся и интенсивным воздействиям арктического фронта, имеются благоприятные условия для изучения влияния летних снегопадов на ледники. Большой снегопад в конце августа 1957 г., когда на ледниках выпало до 80 см свежего снега, по вполне обоснованной оценке, сохранил на ледниках слой льда в 60 см. В другие годы несколько снегопадов подряд в конце лета (1963, 1964) практически преждевременно обрывали период абляции ледников. Вообще связи летних снегопадов с ходом погоды в течение сезона могут быть

различными. Влияние снегопадов на ледники увеличивается тем, что вслед за выпадением снега часто наблюдается солнечная, но прохладная погода.

II. Необходимо различать летние снегопады как высокогорное метеорологическое или климатическое явление вообще и как явление собственно ледниковое. В 1957 г. снежный покров после большого снегопада держался на ледниковых языках на 15—18 дней дольше, чем на соседних каменных поверхностях в верхней долине Актру. В 1963 и 1964 гг. снежный покров в долине Актру в конце лета появлялся только ночью, а днем исчезал; на ледниках же он постепенно накапливался. Аналогичная картина наблюдалась и в июне 1967 г.: в течение почти двух декад (второй и третьей) ледники Актру несколько раз покрывались донизу свежим снегом. Снег выпадал и в долине, но быстро стаявал.

Отсюда вытекает, что данные высокогорных метеорологических станций, если они не ведут наблюдений за ледниками, недостаточны для характеристики летних снегопадов.

III. Летними снегопадами на Алтае захватываются все ледниковые уровни от 4000 м и выше до 2000 м и несколько ниже. Должен быть поставлен вопрос об уровнях выпадения летнего снега. Особо важны наблюдения за такими снегопадами, которые не только осуществляют летнее питание ледников, но и существенно снижают сезонные суммы абляции ледников. Это — вовсе не редкая категория снегопадов, к ней относятся все приведенные здесь примеры.

IV. Роль летних снегопадов различна в начале, в середине и в конце лета. В июне, при сохранении на больших площадях ледников еще зимне-весеннего снежного покрова, свежевывавший снег существенно изменяет величину альбедо лишь на ограниченной части ледниковых поверхностей. В июле временные снежные покровы неустойчивы даже на ледниках. Свежий снег во второй половине августа наибольшим образом меняет величину альбедо ледниковых поверхностей, сохраняется долго и может остаться на зиму.

Важно отметить следующее. На Алтае с наступлением осени наблюдаются две тенденции: во-первых, раннее развитие монгольского антициклона с ясной погодой и продолжительным таянием ледников; во-вторых, развитие циклонической деятельности со снегопадами. Для ледников «выгодна» вторая тенденция.

10. С изучением летних снегопадов связываются важные вопросы теоретической гляциологии. Нужны, очевидно, наблюдения в разных странах, причем важно, чтобы воздействие летних снегопадов на ледники было эффективным и разносторонним. Алтай этому условию удовлетворяет.

Проблема колебания ледников по наблюдениям на Алтае, безусловно, требует учета таких вариаций летнего климата, которые могли бы усилить отступление ледников или, наоборот, вызвать их наступление. Типы того и другого сезонов констатируются вполне определенно. Так, сезоны 1959, 1962 гг. относятся к первому типу, а 1958, 1961 гг. — ко второму. Конечно, метеорологический тип сезона создается комплексом показателей, но определяющее значение чаще всего имеют летние снегопады. Дальнейшая разработка «алтайской темы» о влиянии летних снегопадов на колебания ледников имеет общегляциологическое значение.

Следует еще отметить, что летние снегопады на Алтае хорошо увязываются с типами атмосферной циркуляции, что позволяет обосновывать палеогляциологические предположения. Интересны также гидрологические связи летних снегопадов. Рассматривая ход уровней и расходов

воды реки Актру, можно видеть, что спад воды, вызванный просто холодом, отличается от более резкого спада, когда ледник покрывается свежим снегом. В разрезе программы Международного гидрологического десятилетия тема о летних снегопадах имеет не только теоретическое, но и вполне определенное практическое значение.

11. Проблема снеговой границы разносторонняя. В ней соприкасаются вопросы гляциологии, гидрологии, климатологии, геоморфологии, палеогеографии. Снеговой границей называют или уровень нулевого баланса снега или высоту летнего сезонного стаивания снега. Наблюдения на Алтае показали, что такое представление недостаточно по причине попятных перемещений снеговой линии, вызванных летними снегопадами. В условиях алтайского (или аналогичного) климата реальные и неизбежны разнотипные случаи сезонной динамики снеговой линии на ледниках. Вот примеры случаев, разных по существу, хотя наивысшее сезонное ее положение одинаково:

1) снеговая линия достигла высоты в 3000 м к 15 июля и затем с большими колебаниями поддерживалась на этом уровне до конца августа;

2) снеговая линия, как и в первом случае, достигла к 15 июля высоты в 3000 м, но затем испытала ряд снижений из-за больших снегопадов;

3) первая половина лета была холодная, снеговая линия достигла максимальной высоты в 3000 м лишь на короткое время в конце лета.

Наибольшее суммарное сезонное таяние ледников будет иметь место в первом случае, наименьшее — во втором или в третьем. Отсюда делается вывод о необходимости введения двух следующих показателей, характеризующих ежегодные колебания снеговой границы:

1) средняя высота снеговой линии на ледниках за июнь, июль, август (для Алтая);

2) суммарная сезонная площадь открытого льда на леднике.

Подсчеты величины этого второго показателя трудоемки, так как требуется многократное картирование снеговой линии (иногда даже ежедневное), затем измерение площади открытого льда на каждый день и суммирование всех площадей за сезон. Но зато этот показатель наиболее реально отражает высоты снеговой линии (а через это — и летних снегопадов) на ежегодные изменения режима ледников.

Оба этих показателя через соединительное звено в виде таяния ледников хорошо увязываются с режимом р. Актру. Примером может служить сопоставление сезонов 1961 г. (холодного) и 1962 г. (теплого); правда, расчеты площадей имеются лишь приближенные. Суммарные за сезон расходы воды Актру составляли соответственно 17 и 35 млн. м³. Это двукратное различие совершенно не объясняется сравнительно небольшими изменениями максимальной высоты снеговой границы. Но оно соответствует суммарным площадям открытого льда: около 250 и 450 кв. км. Заметим, что это ни в коей мере не противоречит обычной обратной зависимости изменений водности речных потоков на территории горной страны от высот снеговых границ: там, где снеговая граница ниже, воды в реках больше.

12. Первоначальные комплексные описания ледниковых районов Алтая, выполненные В. В. Сапожниковым, явились весьма удачным и убедительным примером применения географического метода в гляциологии, а также гидрологии и климатологии. Не в меньшей степени, чем сами ледники, оказались интересными многоводные ледниковые реки, демонстрирующие мощность ледникового кругооборота воды, несмотря на континентальность климата Алтая. Одно логическое звено географического анализа, а именно факт низкого опускания ледниковых языков,

хотя хребты Алтая не очень высоки, имеет большую силу доказательности: хорошая обеспеченность осадками необходима.

Но выводы, которые здесь предложены, основаны не только на географическом методе, но на его совмещении с физическим и статистическим методами. Выводы о сущности возможных благоприятных для оледенения континентальных климатических условиях, о том, что такие условия получают свое отражение в режиме ледниковой реки, о необходимом расширении представления о снеговой линии не вызывают сомнений. Важен вывод о том, что в замкнутых бассейнах, в окружении высоких гребней, наблюдается тенденция к компенсации между задержанием осадков и их метелевым переносом и оседанием на подветренных склонах.

В этом последнем выводе заключается важная предпосылка к тому, чтобы бассейн Актру считать репрезентативным в гляцио-гидроклиматическом отношении для районов крупного оледенения на Алтае, где подобные бассейны типичны. Бассейн Актру может считаться базовым для проведения исследований на Алтае по программе Международного гидрологического десятилетия.

Есть все основания к тому, чтобы в плане этого же международного мероприятия считать Алтай репрезентативным горно-ледниковым районом в отношении типичных и четких гляцио-гидроклиматических связей в континентальных среднеширотных условиях.

СЕЗОННОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОСТИ В ОБЛАКАХ СЛОИСТЫХ ФОРМ

В. Г. БАХТИЯРОВ

Одной из наиболее важных характеристик облаков является водность. Знание значений водности необходимо для уточнения построения теории образования осадков и облаков, оно дает возможность судить о количестве сконденсированной влаги, о величине тепловой энергии, выделяющейся при конденсации водяных паров, а также для изучения вопроса о прохождении электромагнитных волн через грубодисперсные среды.

Многочисленные исследования, проведенные в различных географических районах земного шара в течение последних лет, позволили собрать обширный материал по водности облаков. В результате проведенных экспериментов достаточно полно исследованы средние и максимальные значения водности в St, Sc, Ns, а также рассмотрены повторяемости значений водности при различных температурах [1]. Найдены эмпирические зависимости водности от температуры облака и градиента температуры в нем [2], прозрачности облака, а также от мощности облака. Однако большинство указанных исследований включали эпизодические измерения водности, во время специально организованных полетов. Материалы, собранные во время этих полетов, не были достаточно систематичными, поэтому их нельзя использовать для выявления сезонных изменений водности облаков.

Характеристика материала

Измерения водности производились прибором СИВ-3 по стандартной методике, описанной в [3]. Пункты, в которых проводились измерения, распределены по территории СССР довольно неравномерно. Они расположены достаточно густо на ЕТС, но весьма редко на Азиатской территории СССР.

Количество материала, полученного из каждого отдельного пункта за весь период наблюдений 1958—1964 гг., крайне неравномерно. Основной причиной этого является различие климатических условий, от которых зависит большее или меньшее среднее количество облачности как в течение года, так и в отдельные месяцы. Следует помнить, что применяемый метод измерения водности [3] позволяет получить лишь данные о водности «капельной» части облаков. В облаках, состоящих из капель и кристаллов, полученные закономерности относятся только к жидкой фазе. Следовательно, для смешанных облаков данные о водности не характеризуют истинных значений водности. Поэтому не совсем четкие зави-

симости, получаемые в сезонном ходе водности для различных географических районов и некоторых форм облачности, можно объяснить частично за счет неодинакового количества ледяной фазы в облаках.

Некоторые искажения в данные измерений могут быть внесены вследствие пропусков полетов в облаках, когда наземные погодные условия исключали возможность взлета и посадки.

Наблюдения водности проводились в слоистых облаках St—Sc, Ns, Ac: As в 32 пунктах самолетного зондирования, объединенных в 15 районов. Рассматриваемый период включает в себя 21072 измерения водности в облаках различных форм. Распределение числа измерений по формам представлено в табл. 1.

Таблица 1

Число измерений водности в облаках различных форм

St, Sc	Ns	Ac	As	Cuch	Всего случаев
$\frac{11761}{8258}$	$\frac{3758}{2643}$	$\frac{3116}{2869}$	$\frac{1112}{1006}$	$\frac{1325}{869}$	$\frac{21072}{15665}$

Измерения водности проводились как при положительных температурах, так и при отрицательных. В табл. 1 в числителе дано число измерений водности при положительных температурах, в знаменателе — при отрицательных.

Не все пункты обеспечены достаточным для статистических разработок материалом наблюдений за водностью. В настоящей работе использованы данные по четырем районам, расположенным в наиболее характерных географических пунктах ЕТС и Западной Сибири. Так, I район включает пункты: Рига, Минск; II район — Краснодар, Минеральные Воды, Тбилиси; III район — Казань, Куйбышев; IV район — Омск, Новосибирск, Красноярск.

Сезонные колебания водности в облаках St—Sc

Для представления о сезонном ходе водности в St—Sc нами были найдены средние значения водности по сезонам. Эти значения представлены в табл. 2, где в числителе средняя водность, а в знаменателе средняя температура.

Из табл. 2 видно, что для рассмотренных районов имеет место повышение средней водности от зимы к лету, когда она достигает максимума. При этом, если для I и III районов увеличение средней водности составляет около 50%, то для IV района — порядка 200%. В холодный сезон года (зима) минимальные значения водности не превышают 0,11—0,36 г/м³ над I и IV районами. Над II и III районами минимальная водность зимой относительно высокая: 0,21—0,36 г/м³. Для I района характерна небольшая амплитуда годовых колебаний среднесезонной водности и довольно плавное ее изменение от сезона к сезону. Различия в сезонном ходе водности в слоистых и в слоисто-кучевых облаках, по-видимому, обусловлены различиями в характере сезонного хода температуры воздуха. Действительно, пункты III района, расположенные в Западной Сибири с резко континентальным климатом, с большой годовой амплитудой температуры, коротким летом и длительной зимой. Низкие зимние температуры обуславливают здесь малые среднесезонные значения вод-

Таблица 2

Среднесезонные значения водности (числитель) и температуры (знаменатель) в слоистых и слоисто-кучевых облаках

Районы	Сезоны			
	зима	весна	лето	осень
I	$\frac{0,13}{-2,5}$	$\frac{0,14}{-2,5}$	$\frac{0,19}{4,9}$	$\frac{0,14}{2,3}$
II	$\frac{0,36}{-2,5}$	$\frac{0,28}{-2,5}$	—	$\frac{0,40}{0,0}$
III	$\frac{0,21}{-7,5}$	$\frac{0,27}{0,0}$	$\frac{0,30}{5,4}$	$\frac{0,25}{-4,9}$
IV	$\frac{0,11}{-15,6}$	$\frac{0,17}{-4,9}$	$\frac{0,21}{7,5}$	$\frac{0,16}{-2,9}$

ности в холодное время года. Высокие летние температуры обуславливают резкое увеличение среднесезонных значений водности $0,3 \text{ г/м}^3$. Первый район характеризуется меньшей амплитудой, более плавным ходом среднесезонных значений водности облаков по сравнению с восточными районами за счет меньшей амплитуды годового хода температуры, а также меньшей быстротой нарастания и падения температуры от сезона к сезону. Более высокий минимум значения водности по сравнению с IV районом обусловлен более высокими температурами в холодное время года, более низкие максимальные значения — более низкими температурами в летнее время года. Особое внимание заслуживают II и III районы, характеризуемые большими минимальными значениями водности $0,36 \text{ г/м}^3$ и $0,21 \text{ г/м}^3$. Объяснить такие минимальные значения за счет сезонного хода температур не представляется возможным. Очевидно, объяснение этого надо искать в географическом расположении пунктов, объединенных в эти районы. Так, во II район входят пункты зондирования, расположенные по обе стороны Главного Кавказского хребта, который служит препятствием на пути воздушных масс. Этим создаются благоприятные условия для аккумуляции влаги в данном районе.

Зависимость средних значений водности от средних значений мощности облаков, которую следовало бы ожидать, исходя из прежних исследований, оказалась выраженной недостаточно четко. В табл. 3 приведены средние многолетние значения мощности облаков по сезонам для указанных районов.

Из [1, 4] следует, что если исходить из среднего хода водности с высотой в слоисто-кучевых облаках, то при одной и той же температуре облака мы получим увеличение средней водности в нем максимум на

Таблица 3

Среднесезонные мощности слоистых и слоисто-кучевых облаков, в км

Районы	Сезоны			
	зима	весна	лето	осень
I	0,60	0,66	1,00	0,55
II	0,69	0,88	0,80	0,79
III	0,57	0,76	0,62	0,62
IV	0,62	0,50	0,69	0,61

25—30% при изменении его мощности в два раза. Изменения мощности облаков от месяца к месяцу, как правило, не превышают 20—30% от минимальной мощности для данного пункта. Сезонное колебание средней мощности (см. табл. 3) еще меньше и, как правило, не превышает 10—20%.

Сезонные колебания водности в слоисто-дождевых и высоко-кучевых облаках

В табл. 4 приведены средние многолетние значения водности и температуры для рассматриваемых районов.

Для этих форм облаков, также как и для St—Sc, среднесезонная водность имеет достаточно выраженный годовой ход. Минимальные значения водности наблюдаются в холодный период года, максимальные значения отмечаются в теплый период года. Для высококучевых облаков

Таблица 4

Среднесезонные значения водности (числитель) и температуры (знаменатель) в слоисто-дождевых и высококучевых облаках

Районы	Кучево-дождевые				Высококучевые			
	зима	весна	лето	осень	зима	весна	лето	осень
I	$\frac{0,15}{-9,9}$	$\frac{0,15}{-7,0}$	$\frac{0,30}{-2,5}$	$\frac{0,18}{-7,7}$	$\frac{0,07}{-17,4}$	$\frac{0,11}{-14,9}$	$\frac{0,10}{-4,9}$	$\frac{0,06}{-8,9}$
III	$\frac{0,12}{-7,5}$	$\frac{0,22}{-4,9}$	—	$\frac{0,16}{-4,9}$	—	—	—	—
IV	$\frac{0,10}{-19,8}$	$\frac{0,23}{-12,4}$	$\frac{0,43}{-4,3}$	$\frac{0,21}{-12,4}$	$\frac{0,10}{-10,0}$	$\frac{0,22}{-7,4}$	$\frac{0,14}{-4,9}$	$\frac{0,06}{-8,9}$

максимум приходится на весну. Величина годовой амплитуды водности в Ns обычно больше, чем годовая амплитуда водности в St—Sc в данном районе. Максимум среднесезонной водности в Ns также обычно больше максимума среднесезонной водности в St—Sc. Очевидно, что как и для слоистых и слоисто-кучевых облаков, годовой ход водности в слоисто-кучевых облаках определяется температурой воздуха в них. Однако зависимость здесь более сложная, чем в St—Sc. Так, в IV районе, где зимой средняя температура более низкая, чем в I районе, отмечаются и меньшие среднесезонные значения водности. Так в I районе при температуре $-9,9^\circ$ средняя водность $0,15 \text{ г/м}^3$, а в IV районе при $-19,8^\circ$ минимальная водность равна $0,10 \text{ г/м}^3$. Но в IV районе отмечаются и небольшие величины максимальной среднесезонной водности в летнее время, хотя среднесезонная температура летом в этом районе ниже, чем в первом. Очевидно, причину такой зависимости среднесезонной водности следует искать как в синоптических процессах, протекающих над различными территориями Советского Союза, так и в более подробном рассмотрении физических процессов развития облаков.

Высококучевые облака по своим морфологическим характеристикам и условиям образования весьма близки к облакам Sc. Однако они обычно располагаются в весьма широком диапазоне высот (2—5 км), причем значительно больших, чем высоты St—Sc. Соответственно температура в Ac, как правило, всегда отрицательна, но, оставаясь отрицательной, она колеблется в широких пределах, переходя из области, где появление

твердой фазы маловероятно, в область, где эта вероятность уже достаточно велика. Учитывая, что прибор для измерения водности позволяет получить лишь данные о водности «капельной» части облака, то данные, приведенные в табл. 4, относятся только к жидкой фазе и не дают представления о фактической водности. Поэтому получение сезонных закономерностей рассматриваемых величин весьма затруднительно и приведенные данные могут быть использованы для качественной характеристики облаков Ас над различными географическими районами.

Из приведенного анализа следует, что водность St—Sc и Ns имеет отчетливо выраженный годовой ход с минимумом в холодное время года и максимумом в теплое. Сезонное нарастание водности различно. Так, в IV районе характерно более быстрое нарастание водности, чем, например, в первом.

Зависимость сезонных изменений водности облаков от сезонного хода их мощности выражена недостаточно четко.

Процессы облакообразования и накопления сконденсированной воды в Ns идут интенсивнее, чем в St—Sc. Следствием этого являются большие, чем в St—Sc, среднесезонные значения водности в Ns летом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Манервин В. Е., Мазин И. П., Бурковская С. Н. Некоторые новые данные о водности облаков.—«Труды ЦАО», вып. 19, 1958.
2. Манервин В. Е. Сезонное изменение водности облаков.—«Труды ЦАО», вып. 36, 1961.
3. Наставления гидрометстанциям и постам. Вып. 4, ч. IV. М., Гидрометеоздат, 1958.
4. Матвеев Л. Т., Кожарин В. С. Роль турбулентного перемешивания в формировании структуры слоистообразных облаков.—«Известия АН СССР», сер. геофиз., № 11, 1956.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИНВЕРСИИ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Л. И. БОРДОВСКАЯ

Исследование температурного режима свободной атмосферы над Западной Сибирью [1, 2] позволило установить, что характерной особенностью температурного поля являются инверсии. Практическое значение изучения инверсий огромно. Так, инверсии в значительной мере определяют характер облачности. С ними неразрывно связаны устойчивые туманы и, следовательно, ухудшение видимости. Последнее имеет существенное значение для авиации, для решения некоторых вопросов биометеорологии, для радиолокационных и всякого рода оптических исследований.

Изучением инверсий занимались многие советские и зарубежные ученые. К настоящему времени в процессе изучения инверсий выявлены условия образования их, а все многообразие инверсий сведено к двум основным типам: приземные инверсии и инверсии свободной атмосферы.

Задача настоящей работы — выявление влияния синоптических процессов на формирование инверсий и установление связи между инверсиями и условиями формирования низкой облачности высотой 300 м и менее.

Материалом для исследования явились данные шести аэрологических станций Западной Сибири за пятилетний период и аэросиноптический архив Западно-Сибирского УГМС. Выборки низкой облачности по станциям осуществлялись БРИСом ЗСУГМС.

Западная Сибирь занимает огромную равнинную территорию внутри континента, вытянутую с севера на юг, окруженную с запада и востока орографическими системами. Особенностью рельефа является несколько вогнутое строение с прогибом в центральной части [4]. В формировании термического режима Западной Сибири эти особенности играют определенную роль [4, 5]. Так, отсутствие защищенности с севера и юга способствует свободному проникновению холодного арктического воздуха на юг и теплого континентального и тропического на север. Некоторая вогнутость в строении рельефа обуславливает в холодное полугодие распределение температуры, весьма далекое от зонального [4, 5].

Анализ материала позволил заключить, что повторяемость числа случаев инверсий имеет хорошо выраженный годовой ход с максимумом на всех станциях независимо от их широтного и физико-географического положения в зимние месяцы и минимумом в летние (рис. 1). От зимы к лету число случаев инверсий резко падает и постепенно нарастает от лета к зиме. Значительной повторяемостью инверсий над Западной Сибирью в зимние месяцы способствует сильное радиационное выхолаживание приземного слоя при антициклоническом режиме погоды и некото-

рый застой холодного воздуха, особенно над районом Барабинской низменности и западной частью Кулунды, где, согласно работам [4, 6], формируется в холодное полугодие местный «центр холода». Большое число инверсий в весенний период в северных районах (Салехард), по-видимо-

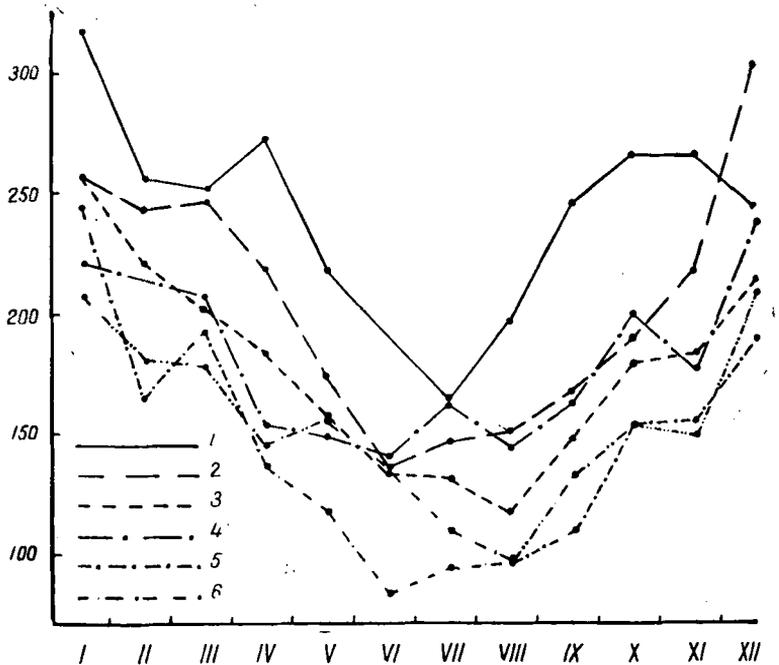


Рис. 1. Годовой ход повторяемости (число случаев) инверсии по станциям:

1 — Салехард, 2 — Туруханск, 3 — Ханты-Мансийск, 4 — Колпашево, 5 — Свердловск, 6 — Новосибирск

му, связано с таянием снега, чему способствует усиленная адвекция теплого воздуха в марте и апреле по периферии западного отрога азиатского антициклона и в теплых секторах циклонов, перемещающихся из районов, где уже снег сошел.

Температурные инверсии наблюдаются как в приземном слое, так и на различных высотах в свободной атмосфере. При более детальном анализе оказалось, что подавляющее число инверсий составляют приземные инверсии, расположенные в нижнем однокилометровом слое.

Для выявления зависимости формирования инверсий в приземном слое от синоптических процессов были исследованы условия распределения температуры с высотой при пяти типах синоптических процессов: 1) малоградиентное поле (75 случаев), 2) центральная часть циклона (69 случаев), 3) центральная часть антициклона (80 случаев), 4) теплый фронт (53 случая), 5) холодный фронт (59 случаев) для трех летних месяцев (июнь — август) 1960—1964 гг. Малоградиентные поля характеризуются малыми значениями адвекции. Суточный ход метеоэлементов в основном при этом типе синоптических процессов определяется теплообменом: земля — атмосфера. Анализ материала показал, что днем в летние месяцы, вследствие сильного развития конвекции, инверсии не формируются. Ночью, вследствие прекращения притока солнечного тепла, за счет излучения земной поверхности наблюдается инверсионное

распределение температуры, которое охватывает слой от 270 до 700 м. Выше этого слоя в течение всех суток имеет место падение температуры с высотой. Вероятность ночных инверсий в малоградиентном поле составляет 100%. Однако если через малоградиентное поле проходит фронт, хорошо выраженный в облачности и усилении ветра, то инверсий не наблюдается.

На распределение температуры по высоте в антициклоне, особенно в его центральной части, сказывается влияние упорядоченных нисходящих движений. Интенсивность нисходящих движений зависит от стадии развития и мощности антициклона. При анализе синоптических процессов принималось во внимание число антициклонов, проходящих через исследуемый район. Учет скоростей и траекторий образований позволил заключить, что ночью приземные радиационные инверсии могут образовываться как в усиливающихся, так и в разрушающихся антициклонах, причем вероятность их образования довольно высокая — порядка 90—95%. Отсутствие радиационных инверсий наблюдается только в том случае, если разрушение антициклона совпало с вхождением в его систему хорошо выраженных фронтов, в результате чего усиливался ветер, развивалась облачность, что препятствовало развитию инверсий. Днем в летние месяцы наблюдается падение температуры с высотой, причем градиенты температуры могут быть больше сухоадиабатических.

При исследовании считалось, что станция находится в центральной части циклона, если она располагалась в любой точке внутри последней изобары, ограничивающей центр образования, и реже между первой и второй изобарой. Анализ материала позволил заключить, что в углубляющихся циклонах наиболее вероятно отсутствие инверсий. Последнее связано с наличием вертикальных токов, сплошной облачностью и в большинстве случаев с выпадением осадков. Наличие инверсий (пятнами по территории) возможно в заполняющихся циклонах при отсутствии облачности. Во всех рассмотренных случаях градиенты в среднем составляли $0,41—0,69^{\circ}/100$ м.

Фронтальной считалась погода, если станция находилась не более чем в 300 км впереди теплого фронта и не более чем в 200 км позади линии холодного фронта. Распределение температуры по высоте в зоне фронта зависит от многих факторов. Одним из основных факторов является адвективное изменение температуры и вертикальный обмен. Летом на территории Западной Сибири, как показало исследование, арктические и полярные фронты проходили размытыми. Фронтализ можно объяснить тем, что однородная подстилающая поверхность и сильный прогрев летом обуславливают быструю трансформацию воздушных масс и сглаживание контрастов между ними. Анализ материала позволил прийти к выводу, что летом над Западной Сибирью при прохождении теплых фронтов чаще наблюдается отсутствие фронтальных инверсионных слоев. Наличие слоев инверсий и изотермий вероятно только тогда, когда фронт хорошо выражен у земли и на высоте. В отдельных случаях наблюдались приземные радиационные инверсии при полной облачности верхнего и среднего яруса. Однако не зафиксировано ни одного случая инверсии при усилении предфронтального ветра. Для погоды холодного фронта днем характерно падение температуры с высотой. Фронтальные инверсии холодного фронта, так же как и фронтальные инверсии теплого фронта, летом — явление редкое. Отсутствие фронтальных инверсий в исследуемых нами случаях, по-видимому, связано еще и с тем, что в ряде случаев фронтальный слой располагался выше 1000 м.

Остановимся на характеристике мощных инверсий, которые представляют большой практический интерес для многих областей народного

хозяйства. За мощную инверсию принималась инверсия, мощность которой была 1000 м и более. Мощные инверсии располагаются в основном в приземном слое от 0 до 2000 м и только единичные зафиксированы на высоте 3000 м и более. Наибольшая повторяемость их наблюдается в зимнее время. В летние месяцы они представляют редкое явление на всех станциях. В осенний период их наблюдается больше, чем в весенний, вероятно, это связано с развитием азиатского антициклона в осенние месяцы и разрушением его в весенние. Инверсии во все месяцы года и на всех исследуемых станциях наиболее интенсивны ночью. С увеличением высоты расположения инверсии мощность и интенсивность ее уменьшается. В свободной атмосфере чаще наблюдаются изотермии. Проведенный анализ не подтвердил выводы работ [7, 8] о существовании связи между мощностью и интенсивностью инверсий.

Представляло интерес рассмотреть повторяемость мощных инверсий по станциям при 9 основных типах синоптических процессов [3]. Как следует из табл. 1, над севером территории — ст. Салехард (I климати-

Таблица 1

Повторяемость мощных инверсий по станциям при различных атмосферных процессах (число случаев)

Станция	Тип процессов										Всего случаев	
	I			II	III	IV	V	VI	VII	VIII		IX
	I ₁	I ₂	I ₃									
Салехард	27	14	4	3	7	26	—	29	5	—	2	117
Ханты-Мансийск	27	12	3	11	13	40	15	3	25	—	3	152
Колпашево	15	2	3	2	4	24	12	7	4	—	1	74
Новосибирск	5	4	4	5	10	33	31	2	11	—	1	106

ческая зона по Б. П. Алисову [9]), мощные инверсии наблюдаются преимущественно при трех синоптических процессах: циклонической деятельности на арктическом фронте — тип I, причем повторяемость возникновения инверсий неравномерно распределена по подтипам. Так, наиболее часто мощные инверсии наблюдались при подтипе I₁ — западных циклонах и подтипе I₂ — центральных циклонах, вместе с тем при ныряющих циклонах (подтип I₃) явление это редкое. Вторым и третьим процессом, по значимости являются: тип IV — приземный антициклогенез и тип VI — влияние полярных антициклонов.

В центральной части территории (II климатическая зона — ст. Ханты-Мансийск) сохраняется роль в формировании инверсий типа I и его подтипов, однако увеличивается для этой зоны роль антициклонической группы процессов типа IV — приземный антициклогенез, типа V — влияние азиатского антициклона и типа VII — влияние заключительных антициклонов.

К югу и юго-востоку территории влияние типа I становится незначительным, а формирование мощных инверсионных слоев определяется в основном приземным антициклогенезом (тип IV) и влиянием азиатского антициклона (тип V).

Для выявления связи инверсий с условиями формирования низкой облачности использовались данные радиозондирования по пяти аэрологическим станциям (Салехард, Ханты-Мансийск, Барабинск, Новосибирск, Барнаул).

Анализ аэрологического материала по выбранным станциям позво-

лил установить, что образование облачности высотой 300 м тесно связано с наличием задерживающих слоев в нижней тропосфере. Согласно [10], при этом создаются условия, препятствующие диффузии водяного пара в верхние слои.

Таблица 2

Повторяемость различных стратификаций при развитии облаков в слое 0—300 м

Станция	Приземные		Приподнятые		Пониж. температуры		Всего случаев
	инверсии	изотермии	инверсии	изотермии	$\gamma \geq 0,4$	$\gamma < 0,4$	
в процентах							
Салехард	29,0	15,0	29,0	12,0	3,0	12,0	541
Ханты-Мансийск	29,2	7,3	26,8	24,4	7,3	5,0	441
Барабинск	43,5	7,1	19,4	20,2	6,0	3,7	267
Новосибирск	16,7	9,5	23,2	29,1	5,7	15,8	228
Барнаул	13,0	18,0	15,0	38,0	3,0	14,0	395

Анализ распределения температуры в слое 0—5 км во время образования низкой облачности и за 6 часов до ее появления по всем выбранным станциям показал, что в 90% случаев при образовании низких облаков наблюдается устойчивая стратификация атмосферы. Из табл. 2 следует, что при образовании и развитии низкой облачности более чем в 50% случаев наблюдаются приподнятые инверсии и изотермии (Ханты-Мансийск, Новосибирск, Барнаул). Вместе с тем на ст. Барабинск значительна роль приземных инверсий и изотермий. На ст. Салехард равновероятно развитие и образование облачности как при приземных, так и при приподнятых и задерживающих слоях. Более детальный анализ по сезонам года показал, что приземные инверсии в большинстве случаев при образовании низких облаков наблюдаются в зимний сезон: в Барабинске в 72,5% случаев, Салехарде — 57%, в Новосибирске, Ханты-Мансийске, Барнауле в 25—30% случаев. В теплый период года приземные инверсии встречаются несколько реже и составляют 15—25% по станциям. При этом мощность их зимой гораздо больше, чем летом. Так, в зимнее время в Барабинске инверсии мощностью более 1500 м отмечались в 32% случаев, в Новосибирске — в 28%, в Барнауле — в 24%. Летом же приземных инверсий и изотермий с такими мощностями не зафиксировано. Наибольшая повторяемость приходится на градацию 300—600 м (Барабинск — 65%, Новосибирск — 46,8%, Ханты-Мансийск — 50%, Барнаул — 49%). Следует отметить, что в Салехарде зимой инверсии мощностью более 1500 м — явление довольно редкое при низких облаках (9%). Мощность задерживающих слоев распределяется довольно равномерно между градациями 101—300 м и до 1000 м. В переходный сезон мощность инверсий при образовании и развитии низкой облачности на ст. Салехард уменьшается и составляет 100—600 м. Летом в 46% из 234 случаев наблюдались низкие облака при мощности задерживающего слоя 101—300 м. Мощность зимних инверсий над II и III климатическими зонами Западной Сибири определяется антициклоническим режимом погоды, при котором инверсии оседания усиливаются радиационными инверсиями [8]. Летом низкая облачность над Западной Сибирью чаще связана с прохождением фронтов. Мощность фронтальных инверсий, как следует из [11], колеблется в пределах 300—600 м. В большинстве случаев высота нижней границы приподнятого слоя во все сезоны года лежит в пределах 300—600 м (51% случаев Барабинск и Ново-

сибирск; 49% — Барнаул; 39% — Салехард). Редко встречаются приподнятые инверсии и изотермии высотой 100—300 м и 1000—1500 м. Анализ распределения задерживающих слоев в случаях образования и развития низкой облачности при 9 основных типах синоптических процессов над Западной Сибирью позволил заключить, что при антициклонических типах синоптических процессов (IV, V, VI, VII), особенно в холодное полугодие, наблюдается преобладание приземных инверсий. Так, при IV типе зимой приземные инверсии встречаются в 71% случаев, при V типе — 36%. При типе VII (влияние заключительных антициклонов) наибольшая повторяемость приходится на приподнятые инверсии — 50% случаев, а на приземные — 33%. Мощность приземных задерживающих слоев в антициклонических типах синоптических процессов значительна, но особо выделяется IV и V типы синоптических процессов, в которых более чем в 40% случаев мощность задерживающих слоев колеблется от 1000 до 1500 м и более.

В теплый период года низкая облачность чаще образуется при циклонических типах синоптических процессов, особенно при циклонической деятельности на полярном фронте (II тип). Как показывает анализ стратификаций атмосферы, 53% случаев развития низких облаков при II типе осуществляется при наличии приподнятых задерживающих слоев, при этом нижняя граница задерживающего слоя находится на высоте 300—600 м. Летом низкая облачность чаще всего наблюдается при малоградиентном поле (тип IX). Стратификация нижних слоев атмосферы в дни с низкой облачностью при IX типе синоптических процессов в основном (65%) определяется приземными инверсиями и мезотермиями. Мощность задерживающих слоев при этом с большой повторяемостью приходится на градацию 300—600 м и 100—300 м. Таким образом, температурные инверсии Западной Сибири являются необходимым условием для формирования низкой облачности высотой 300 м и менее во все сезоны года.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бордовская Л. И. Температурный режим свободной атмосферы над Западной Сибирью. — Курортные ресурсы Сибири и задачи их освоения. Томский НИИК, 1970.
2. Бордовская Л. И. К вопросу аэроклимата Западной Сибири. — Вопросы геологии и географии. Изд-во Томского ун-та, 1972.
3. Бордовская Л. И., Цыбульский А. Е. Повторяемость и скорость движения циклонов и антициклонов над Западной Сибирью. См. наст. сб., с. 22—29.
4. Орлова В. В. Западная Сибирь. — Климат СССР. Л., Гидрометеиздат, 1962.
5. Зыкова Г. Г. Продолжительность периодов с низкими температурами на Азиатской части СССР. Гидрометеиздат, 1969.
6. Мамонтов Н. В. Комплексные характеристики температуры и относительной влажности воздуха в юго-восточной части Западной Сибири. Автореферат. М., 1966.
7. Машкова Г. Б. О характеристике стратификации атмосферы при инверсиях. — Сб. Исследования нижнего 300 м слоя атмосферы. Изд. АН СССР, 1963.
8. Девятова В. А. Исследования нижнего километрового слоя атмосферы. Гидрометеиздат, 1957.
9. Алисов Б. П. Климат СССР, М., «Высшая школа», 1970.
10. Гоголева Е. Н. Условия возникновения низкой облачности над ЕТС и возможности ее прогноза. Гидрометеиздат, 1966.
11. Пинус Н. З., Шмелер С. М. Аэрология. Гидрометеиздат, 1965.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ И СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЯ ЦИКЛОНОВ И АНТИЦИКЛОНОВ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Л. И. БОРДОВСКАЯ, А. Е. ЦЫБУЛЬСКИЙ

В настоящее время общепризнана необходимость изучения региональных синоптических процессов. Западная Сибирь расположена в центре огромного материка Евразии, где ощущается влияние как континента, так и океана. Положение территории в умеренных широтах предопределяет вторжение воздушных масс как с Атлантического, так и с Северного Ледовитого океана, в то время как горные массивы Центральной Азии препятствуют проникновению теплых влажных масс с Индийского и Тихого океанов. Ограниченность территории возвышенностями с запада (Уральский хребет), юго-востока (горные массивы Алтая), востока (Средне-Сибирское плоскогорье) и вместе с тем открытость к Ледовитому океану и обширным районам Казахстана и Средней Азии способствует «глубокому» проникновению арктических и тропических воздушных масс на территорию Западной Сибири. Все это, как справедливо указывает В. В. Орлова [14], «придает атмосферной циркуляции Западной Сибири некоторые своеобразные черты, не свойственные более западным и более восточным частям СССР и выражающиеся в большой изменчивости породы» (с. 47).

В целях выявления некоторых региональных особенностей и получения климатических характеристик циклонической деятельности над Западной Сибирью были использованы приземные и высотные карты архива ЗСУГМС за период 1963—1967 гг. При исследовании территория Западной Сибири была ограничена 50 и 75° с. ш. и 60—90° в. д. Эта территория была разделена на 120 прямоугольников со сторонами в 2,5° по широте и долготе. Затем путем прослеживания всех траекторий барических центров за период была подсчитана повторяемость их в каждом прямоугольнике. Строились карты повторяемости барических образований: месячные и за период. Числа повторяемости ставились в центрах прямоугольников.

Повторяемость циклонов и антициклонов и их траектории обусловлены, как это показал Х. П. Погосян [1], сезонным контрастом температур и структурой высотного барического поля. За пятилетний период над Западной Сибирью отмечено 645 циклонов и 332 антициклона. Превышение числа циклонов над антициклонами, по всей вероятности, представляет общераспространенное явление. Так, по данным С. П. Хромова, Н. Фауст [3] о повторяемости циклонов и антициклонов в Европе, следует, что циклонов значительно больше, чем антициклонов. Близкую картину соотношения числа циклонов и антициклонов получил Б. А. Архангельский для Дальнего Востока [6]. В табл. 1 представлены данные о повторяемости циклонов по месяцам и годам. Так, общее число циклонов

за год над Западной Сибирью колеблется от 121 (1967 г.) до 137 (1963 г.). Среднегодовое число циклонов составляет 129. Сопоставление с данными соседних регионов, в частности, над ЕТС СССР, Средней Азией показало, что над Западной Сибирью наблюдается почти вдвое

Таблица 1

Повторяемость циклонов над Западной Сибирью (1963—1967 гг.)

Год	Количество циклонов по месяцам												Сумма
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1963	12	13	17	10	13	7	7	13	11	10	13	11	137
1964	12	3	14	9	10	12	8	11	12	15	8	9	123
1965	9	8	12	14	17	11	10	13	12	11	10	7	132
1966	10	12	12	12	15	13	6	14	10	7	13	5	129
1967	10	12	12	13	16	10	4	7	11	14	6	7	121
1963—1967	53	48	67	58	71	53	35	58	56	57	50	39	645

больше циклонов, чем над ЕТС, и в четыре раза больше, чем над Средней Азией [3, 8]. В этом определенно проявляются региональные особенности изучаемой территории. В течение года общее число циклонов по месяцам колеблется от 3 до 17, а среднемесячное составляет 11. За пятилетний период наибольшее число циклонов в году зафиксировано в марте 1963 г. и мае 1965 г., наименьшее — в декабре 1966 г.

При исследовании были отдельно выделены циклоны, проходящие через Западную Сибирь, заполняющиеся на ее территории и возникающие над ней. Согласно этому разделению оказалось, что более трети циклонов (36% от общего количества) пересекают Западную Сибирь, зарождаясь вне ее территории. Около трети (30%) циклонов заполняются над нею и 34% циклонов возникают непосредственно на территории Западной Сибири. Эти цифры с большой наглядностью характеризуют процесс циклогенеза над Западной Сибирью. Отличительной чертой в повторяемости циклонов над Западной Сибирью по сравнению с другими районами СССР является отсутствие четко выраженного годового хода (табл. 1). В сложном годовом ходе повторяемости циклонов выделяется некоторый максимум в мае и хорошо выраженный минимум в июле и декабре. Июльский минимум объясняется частым повторением в июле месяце синоптических ситуаций, определяемых малоградиентным полем. В июле, естественно, отмечается и минимум скоростей перемещения циклонов (рис. 3). Декабрьский минимум определяется активно протекающим в этот период антициклогенезом, вызванным как влиянием Азиатского антициклона, так и развитием приземного антициклогенеза.

Зона наибольшей повторяемости циклонов как по среднемесячным, так и по сводной карте повторяемости циклонов, составленной за период 1963—1964 гг., расположена в центральной части Западной Сибири между 65—85° в. д. и 55—65° с. ш. (рис. 1). Эта область наибольшей циклоничности сохраняется в течение всего года, и ее можно назвать центром циклонической деятельности над Западной Сибирью. Физический смысл этой области заключается в том, что она отражает преобладающее положение циклогенетических участков Планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ). Наличие этой области связано, согласно [7, 10, 11, 15, 16, 17], с частой регенерацией циклонов и образованием новых циклонов, в связи с обострением над этим районом ПВФЗ, а также за счет пересечения траекторий различных типов циклонов.

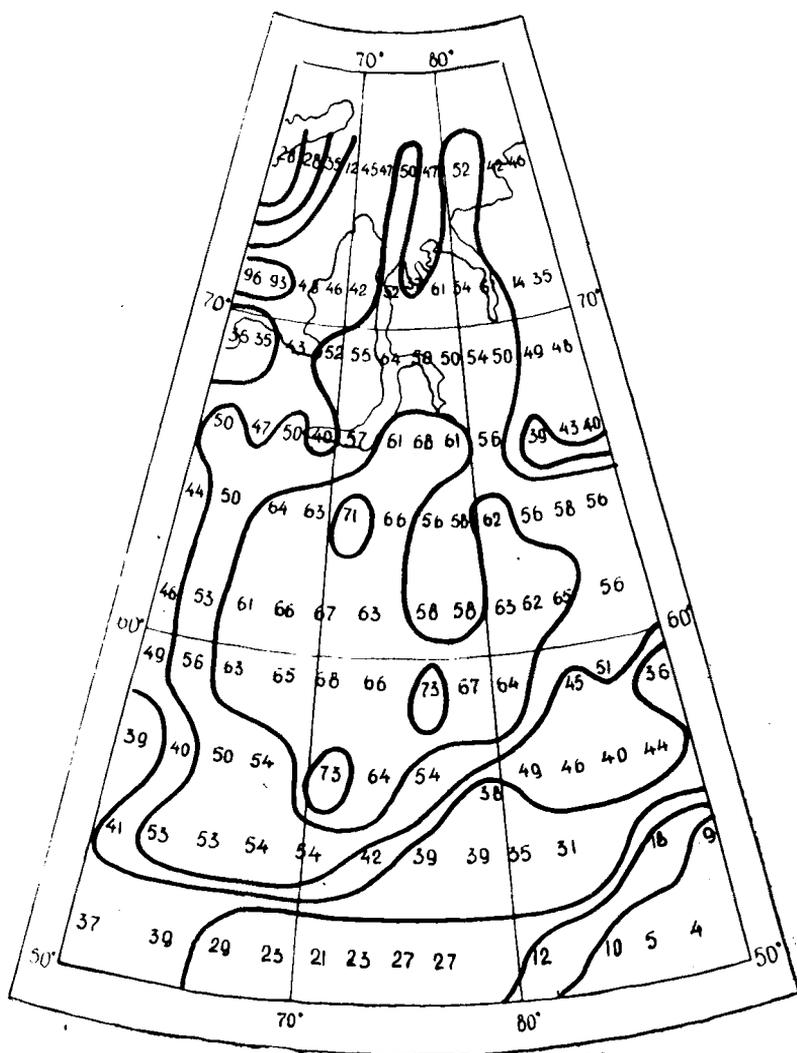


Рис. 1. Карта повторяемости циклонов за период 1963—1967 гг.

В табл. 2 приведены данные о повторяемости антициклонов. Общее число антициклонов по месяцам колеблется от 56 (1967 г.) до 81 (1966). Среднее число за год составляет 66. В годовом ходе повторяемости антициклонов, проходящих над территорией Западной Сибири, максимум наблюдается весной (апрель), минимум — зимой (январь). Зимний минимум связан с активной деятельностью азиатского антициклона и частым проявлением приземного антициклоногенеза, определяемого влиянием крупномасштабного высотного гребня в районе Урала. Летом (июнь, июль), благодаря прогреву континента, антициклоническая деятельность ослабевает. В летний сезон на южные районы Западной Сибири термическая депрессия. Последнее находит отражение в данных о давлении в центре барических образований. Наибольшие значения давления наблюдаются в декабре и январе, наименьшие — в июле. Так, среднее давление в декабре в антициклонах составляет 1045 мб, в июне —

1014 мб. Разница между средними значениями давления в циклоне и антициклоне в январе составляет около 35 мб, в июле — 16 мб.

Антициклогенез является региональной особенностью в циркуляции Западной Сибири. Об этом свидетельствует тот факт, что в 50% от

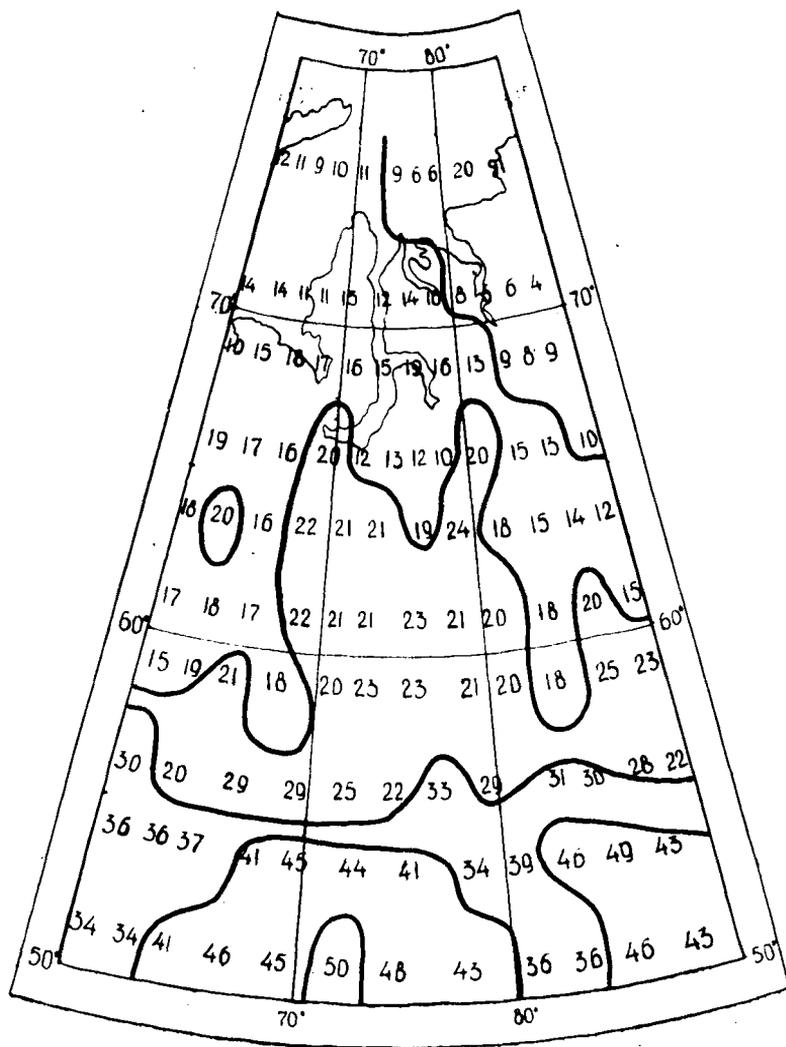


Рис. 2. Карта повторяемости антициклонов за период 1963—1967 гг.

общего числа повторяемости проходящих по территории антициклонов эти образования возникли над Западной Сибирью. Анализ карт повторяемости антициклонов как среднемесячных, так и сводной за пятилетний период позволил заключить, что область антициклонической деятельности простирается по югу Западной Сибири южнее 55° с. ш. от западной до восточной ее границ, сохраняясь (ослабевая и усиливаясь) в течение всего года (рис. 2). В этой области выделяются два максимума: на юге территории и в предгорьях Алтая. В формировании этих максимумов участвует в холодное полугодие азиатский антициклон и приземный антициклогенез, в летний сезон оказывает некоторое влияние и азорский

и азорский максимум, европейский отрог которого или отдельные ядра, перемещаясь по южным широтам, доходят до Западной Сибири.

Одной из важных характеристик процесса развития циклонической деятельности является скорость перемещения образований. Средние скорости циклонов колеблются в пределах 28—54 км/час. Среднегодовая скорость перемещения циклонов составляет 43 км/час., это значительно выше среднегодовой скорости циклонов в Средней Азии (33—35 км/час.

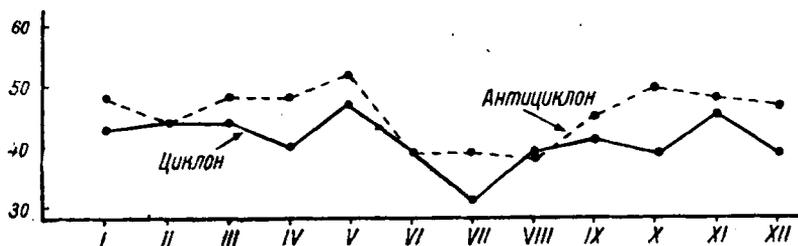


Рис. 3. Средние скорости перемещения циклонов и антициклонов (1963—1967 гг.), км/час.

[8]) в Восточной Сибири и Дальнем Востоке (36 км/час.), ЕТС СССР (34 км/час. [3]). Средняя скорость перемещения циклонов близка к скорости перемещения циклонов в США (45 км/час. [4]). В годовом ходе скорости перемещения циклонов (рис. 3) четко выражено два максимума в переходные сезоны (май, ноябрь) и один минимум летом (июль). В отдельных случаях скорость перемещения циклонов может значительно превышать приведенные среднемесячные значения. Средние скорости антициклонов колеблются в пределах 40—62 км/час., среднегодовая — 48 км/час. Средняя скорость перемещения антициклонов близка к скорости перемещения антициклонов над Средней Азией [2, 8]. В годовом ходе скорости перемещения антициклонов имеется два четко выраженных максимума в переходные сезоны (май, ноябрь) и минимум летом (июль).

Максимально возможная скорость антициклона — 120 км/час (май 1966 г.) Указание С. П. Хромова [3] о том, что средние скорости антициклонов несколько ниже, чем циклонов, для Западной Сибири оказалось несправедливым. Несправедливо по отношению к Западной Сибири и другое положение относительно того, что годовой ход скорости антициклонов почти не заметен [3]. В этом определенно проявляются региональные особенности изучаемой территории.

Все многообразие траекторий смещения циклонов и антициклонов

Таблица 2

Повторяемость антициклонов над Западной Сибирью (1963—1967 гг.)

Год	Количество антициклонов по месяцам												Сумма
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1963	3	5	8	9	7	7	6	5	6	5	3	3	67
1964	—	4	5	8	10	5	7	6	8	5	2	3	63
1965	4	5	8	7	6	5	4	5	6	3	6	6	65
1966	8	5	8	9	9	7	5	7	7	5	4	7	89
1967	3	1	3	7	6	5	5	10	3	4	6	3	56
1963—1967	18	20	32	40	38	29	27	33	30	22	21	22	331

на территории Западной Сибири было систематизировано на основе сборных месячных и годовых карт траекторий, составленных по ежедневным синоптическим картам. Для каждой группы траекторий были детально проанализированы высотные карты, что позволило каждую группу отнести к определенному типу циркуляции по А. А. Гирсу [13]. При этом учитывалось, как главное, расположение ПВФЗ, являющейся наиболее важной структурной частью общей циркуляции атмосферы.

В циклонической группе траекторий оказалось возможным выделить четыре основных направления движения циклонов над территорией Западной Сибири.

1. Смещение циклонов с запада на восток (западные циклоны арктического фронта). Здесь возможны два вида смещения: над центральной и северными районами. Высотная фронтальная зона (ВФЗ) для первого вида смещения располагается в зоне $55-65^\circ$ с. ш. Северные районы Европы и Азии находятся при этом под воздействием циклонической деятельности, а в центральном полярном бассейне развит обширный антициклон. Полоса повышенного давления охватывает южные районы Европы, Украины и юг Западной Сибири. Циклоны смещаются над севером территории Западной Сибири. Эта разновидность совпадает с западным типом погоды по схеме Б. П. Мультановского.

Расположение ВФЗ южнее 55° с. ш. при условии антициклогенеза над Средиземным морем, Кавказом, Средней Азией и севером Западной Сибири приводит к хорошо выраженному циклогенезу в широкой полосе между 50 и 60° с. ш. Синоптические процессы, развивающиеся при данном типе, можно отождествлять с процессами пассивного полярного максимума по классификации Мультановского и отнести оба типа процессов к широтному типу циркуляции по А. А. Гирсу [5, 13].

2. Вторая группа циклонических траекторий — смещение циклонов из районов Баренцева и Карских морей в направлении на юго-восток, юг территории в районы нижнего и среднего течения рек Оби и Енисея (ныряющие циклоны). Этот тип синоптических процессов осуществляется при восточном типе циркуляции по А. А. Гирсу. ВФЗ меридионально преобразована и связана с хорошо выраженным крупномасштабным гребнем над районом Урала или над востоком территории Европейской части СССР. В зависимости от ориентации гребня осуществляется «ныряние» циклонов с Баренцева или Карского морей [15].

3. Смещение циклонов с юга и юго-запада на север и северо-восток (южные циклоны). Этот синоптический процесс осуществляется при меридиональном типе циркуляции. ВФЗ меридионально преобразована и определяется глубокой высотной ложбиной, направленной в район Черного, Каспийского или Аральского морей [12, 16].

4. Смещение циклонов с запада, юго-запада на восток, северо-восток (западные циклоны полярного фронта). ВФЗ широтно ориентирована и расположена южнее 55° с. ш.

В антициклонической группе траекторий оказалось возможным выделить следующие три типа основных направлений движения антициклонов над территорией Западной Сибири:

1. Смещение антициклонов с запада на восток (заклучительные антициклоны арктического фронта). ВФЗ, как правило, расположена при этом синоптическом процессе севернее 65° с. ш. Этот тип синоптического процесса осуществляется при широтном переносе.

2. Смещение антициклонов по полярным и ультраполярным осям с районов Арктики. Этот тип синоптических процессов осуществляется при восточной циркуляции по А. А. Гирсу. Его осуществление связано с развитием крупномасштабного гребня в районе Урала. Ориентация высот-

ного гребня и связанной с ним ВФЗ определяет смещение антициклонов по полярным или ультраполярным осям.

3. Смещение антициклонов с юго-запада и запада (заключительные антициклоны полярного фронта и воздействие субтропического антициклона).

Помимо подвижных систем, погодные условия Западной Сибири определяются и такими «неподвижными» процессами, как приземный антициклогенез, размытые (малоградиентные) поля повышенного и пониженного давления, влияние отрога азиатского антициклона.

Используя методические разработки и опыт типизации синоптических процессов над Нижним Поволжьем [11], Казахстаном [19], Средней Азией [2, 19], была разработана типизация атмосферных процессов над Западной Сибирью. Согласно ей погода и климат Западной Сибири определяются девятью наиболее характерными типами атмосферных процессов:

Тип 1. Циклоническая деятельность на арктическом фронте. Этот тип атмосферных процессов имеет три подтипа: а) западные циклоны, б) центральные циклоны, в) ныряющие циклоны.

Тип 2. Циклоническая деятельность на полярном фронте.

Тип 3. Воздействие южных циклонов.

Тип 4. Приземный антициклогенез.

Тип 5. Воздействие азиатского антициклона.

Тип 6. Воздействие полярных и ультраполярных антициклонов.

Тип 7. Воздействие заключительных антициклонов.

Тип 8. Воздействие азорского антициклона.

Тип 9. Малоградиентное поле.

Проведенное исследование позволило сделать следующие выводы:

1. Циклоническая деятельность над Западной Сибирью интенсивно развита в течение всего года. Область наибольшей повторяемости циклонов расположена в центральной части территории Западной Сибири между $65-85^{\circ}$ в. д. и $55-65^{\circ}$ с. ш.

2. В течение года территория Западной Сибири значительно чаще, чем соседние регионы (ЕТС СССР, Казахстан, Средняя Азия) находится под влиянием циклонов, которые перемещаются с более высокими значениями скоростей. Среднегодовая скорость перемещения циклонов над Западной Сибирью составляет 43 км/час.

3. Характерной особенностью циклогенеза над Западной Сибирью является частое возникновение циклонов над ней.

4. В сложном годовом ходе повторяемости циклонов четко выражены два минимума (июль, декабрь) и один максимум (май).

5. Антициклогенез является региональной особенностью атмосферной циркуляции Западной Сибири. Половина от общего числа антициклонов, смещающихся по ее территории, возникает непосредственно над Западной Сибирью.

6. Область наибольшей повторяемости антициклонов располагается южнее 55° с. ш. и сохраняется, ослабевая и усиливаясь, в течение года.

7. Среднегодовая скорость перемещения антициклонов составляет 48 км/час. Годовой ход скорости антициклонов хорошо выражен и имеет два максимума (в переходные сезоны) и один минимум (в июле).

8. Развитие крупномасштабного высотного гребня в районе Урала является важным региональным процессом, оказывающим влияние на генезис антициклонической и эволюцию циклонической деятельности над Западной Сибирью.

9. Формирование погоды и климата Западной Сибири определяется девятью типовыми атмосферными процессами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. — «Труды ЦИП», вып. 1 (28), 1947.
2. Бугаев В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Изд-во АН УзбССР, 1957.
3. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеиздат, 1948.
4. Flohn H. Bemerkungen zum Problem der globalen Klimaschwankungen. Arch. Meteorol. Geophys., 1958.
5. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеиздат, 1960.
6. Архангельский В. Л. Пути и скорости перемещения циклонов и антициклонов в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. — «Труды ДВ НИГМИ», вып. 1, 1956.
7. Попова К. И., Лупина Н. X. Условия формирования области наибольшей циклоничности над центральной частью Западно-Сибирской низменности. — «Вопросы географии Сибири», № 6, 1966.
8. Романов Н. Н. О скорости движения циклонов в Средней Азии. — «Труды Ташкентской обсерватории», вып. 12, 1956.
9. Бугаев В. А. О знаке динамического изменения давления в основных типах ВФЗ. — «Известия АН УзбССР», № 4, 1952.
10. Попова К. И. К вопросу о циркуляции атмосферы над Западной Сибирью в летний сезон. — «Труды ГГО», вып. 164, 1964.
11. Архангельский В. Л. Региональные процессы Нижнего Поволжья. Изд-во Саратовского ун-та, 1968.
12. Байдал М. X. Долгосрочные прогнозы погоды и колебаний климата Казахстана. Гидрометеиздат, 1964.
13. Гирс А. А. Преобразование форм атмосферной циркуляции и их анализ. — «Метеорология и гидрология», № 3, 1956.
14. Орлова В. В. Западная Сибирь. Климат СССР. Гидрометеиздат, Л., 1962.
15. Бордовская Л. И. Некоторые сведения о ныряющих циклонах над Западной Сибирью. — «Труды Новосиб. регион. ГМЦ», вып. 3, 1969.
16. Бордовская Л. И. Южные циклоны над Западной Сибирью и их термодинамические характеристики. — «Докл. Томского отд. Географ. об-ва СССР», вып. 1, 1970.
17. Бордовская Л. И. Фронтальные волны над Западной Сибирью. — «Докл. Томского отд. Географ. об-ва СССР», вып. 1, 1970.
18. Бордовская Л. И. Азиатский антициклон и его эволюция. — Тезисы докл. V Закавказской науч. конференции по изучению снежного покрова, снежных лавин и ледников. Баку, 1972.
19. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 3, вып. 3, 1966.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИВНЕВЫХ ДОЖДЕЙ ПО ОМСКОЙ, ТОМСКОЙ И ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТЯМ

А. Г. СМОРКАЛОВА

Известно, что в континентальном климате Западной Сибири основное количество осадков (75—80%) выпадает в теплое полугодие. Ливневые же дожди составляют основную часть летних осадков [3]. Они отличаются большой изменчивостью во времени и пространстве и в значительной степени зависят от местных физико-географических условий. Поэтому представляет интерес изучение этого вопроса.

Работ, посвященных рассмотрению условий возникновения летних осадков, особенно ливневых, в Западной Сибири немного. К одной из таких работ относится исследование синоптических условий сильных ливней и гроз в Омской области [1]. В работе Х. П. Погосяна, А. И. Бурцева даны условия формирования значительных осадков над югом Западной Сибири. Выявлению особенностей распределения и годового хода осадков на юго-востоке Западной Сибири и в Томской области посвящены работы З. П. Коженковой и К. И. Поповой. В указанных выше работах рассмотрен режим осадков небольших территорий и без подразделения их на типы [4, 5], или проанализирован один тип синоптических процессов, при котором развиваются сильные ливни [1].

При выполнении данной работы были проанализированы наблюдения 48 станций за период с 1961 по 1965 гг. за теплое полугодие (IV—IX). Станции выбирались таким образом, чтобы наиболее равномерно осветить исследуемую территорию (рис. 1).

Рассмотрим основные характеристики режима ливней.

Повторяемость числа дней с ливнями и годовой ход ливневой деятельности

Средняя повторяемость числа дней с ливневыми дождями по месяцам характеризует интенсивность ливневой деятельности в различных районах исследуемой территории. Для получения годового хода ливней весь цифровой материал был обработан по месяцам. В среднем за теплое полугодие количество дней с ливневыми дождями колеблется от 20 на севере до 83 на юго-востоке. Наиболее редко ливни наблюдаются на севере Западной Сибири; средняя повторяемость ливней за теплый период составляет 20—25 дней. Здесь можно выделить очаг с наиболее развитой ливневой деятельностью вдоль р. Оби (33 дня). Незначительное число дней с ливнями на севере связано с преобладанием над указанным районом арктического воздуха с низким влагосодержанием.

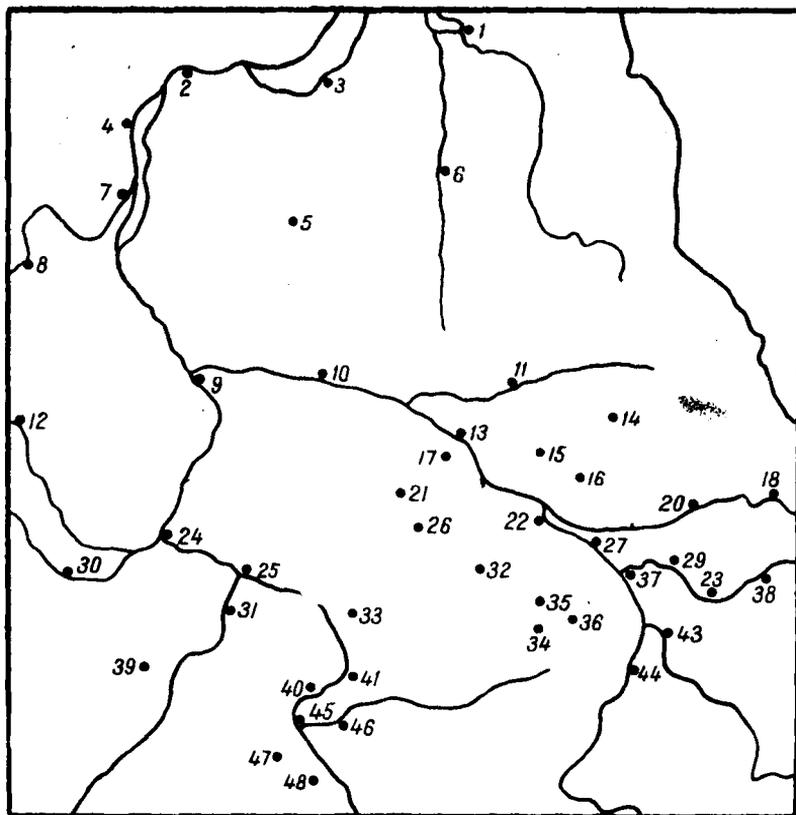


Рис. 1. Карта расположения станций

Наблюдаемое общее увеличение влагосодержания с северо-запада на юго-восток приводит к соответствующему распределению и числа дней с ливнями. На юго-востоке рассматриваемой территории можно выделить очаг наиболее интенсивной ливневой деятельности. Количество дней с ливнями за теплое полугодие превышает 60, достигая максимума в районе Бакчара (83 дня). Существование этого очага связано с интенсивным развитием циклонической деятельности над этими районами. Большое влияние оказывает и подстилающая поверхность. Здесь находятся обширные Васюганские болота и наблюдается общее повышение рельефа.

Уменьшение числа дней с ливнями до 26—38, наблюдаемое в юго-западной части, связано с влиянием Урала и преобладанием сухих масс воздуха, приносимых с севера Казахстана.

При анализе особенностей распределения числа дней с ливнями по месяцам было выяснено, что режим осадков в отдельных частях изучаемой территории имеет существенные различия. На большей части территории максимум развития ливневой деятельности отмечается в августе. В северных районах Западной Сибири максимум приходится на июль. Станции, расположенные по реке Кеть, имеют равнозначные максимумы повторяемости числа дней с ливнями в июле и августе. В Омске и Тобольске отмечен июньский максимум. И, наконец, ряд станций, расположенных между 57—60° с. ш., имеют двойной максимум. Главный наблюдается в августе, вторичный — в июне. На некоторых станциях вторич-

ный максимум приближается к главному (Леуши, Березовка, Новый Васюган).

Для более полного анализа распределения ливневых осадков по месяцам годовой ход за теплое полугодие по некоторым станциям представлен в виде графиков (рис. 2). Как видно из графиков, наибольшая

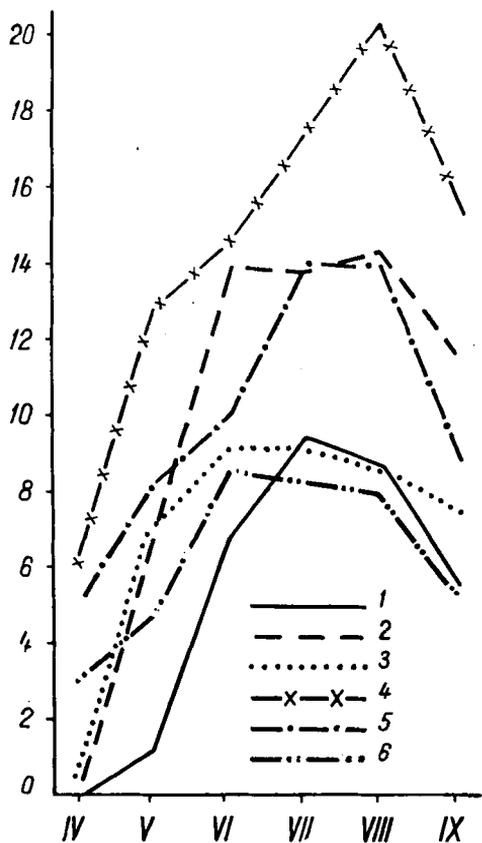


Рис. 2. Повторяемость числа дней с ливнями по месяцам:

1 — Салехард; 2 — Новый Васюган; 3 — Сургут; 4 — Бакчар; 5 — Колпашево; 6 — Омск

после 18 часов. Такой же суточный ход ливневых дождей отмечен на станции Леуши и Майск. В общем, можно отметить, что основное развитие ливней наблюдается во вторую половину дня (60—70% случаев). Минимум развития ливней на большей части рассматриваемой территории наблюдается между 0 и 6 часами.

Повторяемость (по градациям) количества осадков в дни с ливнями

Кроме указанных выше характеристик представляет несомненный интерес, особенно в практической работе, повторяемость по градациям количества осадков в дни с ливнями. Нами была вычислена повторяемость по следующим градациям: 0,0—0,3 мм (несущественные осадки),

крутизна кривых отмечается при переходе от апреля к маю в южных и центральных районах рассматриваемой территории, и от мая к июню в северных районах и в районе Васюганья. Такое распределение хорошо согласуется с годовым ходом температуры и удельной влажности. В южных районах переход к летнему распределению температуры происходит раньше — в мае, в северных районах несколько запаздывает и осуществляется только в июне.

Суточный ход ливневых дождей

Для выявления особенностей суточного хода ливневых дождей в различных районах Западной Сибири была подсчитана повторяемость ливней в различное время суток (0—6, 6—12, 12—18, 18—24). Анализ данных суточного хода ливней показал, что максимум развития ливневых дождей (30—45%, а на отдельных станциях до 55%) падает на градацию 12—18 часов. Исключение составляют северо-западные районы, где максимум развития ливневых дождей наблюдается

Таблица 1

Суточные максимумы осадков

Станции	Количество осадков, мм					
	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Тазовское	—	1,8	6,5	23,6	13,6	8,3
Салехард	—	8,1	20,3	25,7	16,0	7,2
Ныда	—	2,2	19,2	38,0	27,1	6,3
Мужи	—	2,5	20,7	34,7	32,0	5,6
Нумто	—	5,4	17,6	16,6	51,0	15,7
Тарко-Сале	0,1	1,5	11,5	85,8	13,5	7,5
Березово	—	4,7	42,4	27,4	36,2	12,6
Няксимволь	3,8	8,0	22,5	19,6	25,6	15,1
Ханты-Мансийск	0,8	5,9	11,0	34,3	21,6	17,9
Сургут	1,6	17,0	19,3	21,1	24,2	10,8
Ларьяк	5,7	10,7	18,4	30,1	33,7	15,0
Леуши	8,4	37,0	31,1	39,1	27,0	29,0
Александровск	3,6	21,0	22,3	22,8	32,4	9,0
Ванжилькынак	—	8,4	15,5	30,8	36,6	5,5
Напас	3,2	13,5	34,1	32,1	46,2	12,5
Березовка	3,7	13,3	21,8	53,2	26,8	18,8
Средний Васюган	2,3	13,4	33,5	33,4	22,1	15,1
Усть-Озерное	3,6	11,1	16,3	14,4	30,4	12,1
Катыльга	2,3	13,1	30,3	29,3	38,1	6,9
Максимкин Яр	0,1	14,1	14,8	25,0	23,4	6,0
Парабель	0,9	9,3	23,1	23,3	21,5	13,1
Тобольск	4,2	7,0	23,5	21,6	20,0	14,2
Усть-Ишим	2,3	10,6	17,7	19,7	45,8	8,9
Майск	5,2	10,7	41,3	31,8	40,5	13,9
Колпашево	8,2	25,6	18,0	26,5	17,0	12,3
Чанск	3,4	8,3	15,3	14,6	35,8	10,9
Батурино	0,2	12,2	39,0	41,5	14,2	6,2
Тюмень	3,4	14,2	17,4	34,7	19,1	5,1
Викулово	6,8	30,8	31,0	61,2	42,9	15,2
Васисс	5,0	11,0	25,6	37,8	29,8	10,7
Кенга	0,5	15,1	19,7	36,3	29,2	15,0
Парбиг	—	13,5	28,3	56,2	8,6	2,2
Бакчар	2,2	12,0	26,5	42,0	32,7	14,8
Молчаново	—	3,5	22,1	23,5	20,0	21,1
Бердюжье	1,6	8,0	38,7	23,8	35,3	6,1
Поселково-Сарагатское	6,4	14,3	20,0	71,9	20,1	17,6
Большеречье	5,9	13,9	37,0	30,0	15,5	10,6
Томск	2,0	9,1	15,2	17,2	57,3	21,4
Кожевниково	1,3	6,4	46,8	26,7	17,3	11,1
Омск	11,9	6,9	22,1	37,8	20,5	10,3
Калачинск	10,0	13,6	51,6	33,7	27,4	11,8
Одесское	2,6	9,2	14,1	58,7	41,6	7,0
Русская Поляна	1,7	6,3	10,3	23,3	36,8	16,9

0,4—3,0 мм (слабые осадки), 3,1—8,0 мм (умеренные), 8,1—15,0 мм (сильные), осадки количеством более 15,0 мм были разбиты на три градации: 15,1—20,0; 20,1—30,0 и более 30,0 мм.

В крайних южных и северных районах, где преобладают воздушные массы с низким влагосодержанием, наибольшую повторяемость (30—45%) имеют осадки с количеством 0,0—0,3 мм. На остальной части территории повторяемость осадков в пределах 0,0—0,3 мм наблюдается реже, чем повторяемость в пределах 0,4—3,0 мм. На юго-востоке Западной Сибири повторяемость дней с осадками в пределах 0,4—3,0 мм достигает 50—70%.

Повышенное влагосодержание воздуха в летние месяцы приводит к большой вероятности возникновения умеренных ливней (3—8 мм). Пов-

торяемость дней с ливнями такой величины составляет на большей части исследуемой территории 15—30% и лишь в Томской области их повторяемость меньше 15%. Сильные ливни (8—15 мм) встречаются в 5—17% случаев, вероятность их появления примерно одинакова на всей территории. Дни с количеством осадков более 30 мм возможны только летом, и наблюдаются они не каждый год.

Суточные максимумы ливневых дождей

Западная Сибирь характеризуется большими суточными количествами осадков в летние месяцы. Иногда за сутки может выпасть больше осадков, чем в среднем за месяц. Поэтому большой интерес представляют данные о максимальных количествах осадков, о их распределении по территории и месяцам. На большинстве станций даже в пятилетнем периоде, максимальное суточное количество осадков превышает 30 мм. Максимальное количество осадков за сутки в рассматриваемый период было отмечено на ст. Тарко-Сале (85,8 мм).

Наибольшие суточные максимумы наблюдаются в основном в июле — августе. Больших различий в максимальных суточных количествах осадков между северными и южными районами в эти месяцы нет. Дожди с количеством осадков более 50 мм за сутки встречаются на всей исследуемой территории.

Наибольшие различия в количестве осадков, выпадающих за сутки между северным и южным районами, наблюдаются в апреле — мае. Наиболее засушливым в Западной Сибири является апрель, что находит свое отражение и в суточных количествах осадков. Даже в южных районах максимальное суточное количество осадков не превышает 10—12 мм (табл. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ерофеева А. И. Грозы и сильные ливни в Омской области. — «Сборник по региональной синоптике», № 5, 1960.
2. Коженкова З. П. Температурный режим и режим осадков Томской области. — Труды ТГУ, т. 147, 1957.
3. Орлова В. В. Климат Западной Сибири. Гидрометеоздат, 1962.
4. Погосян Х. П., Бурцев А. И. Условия формирования значительных осадков над югом Западной Сибири. — «Труды ЦИП», вып. 60, 1957.
5. Попова К. И. Распределение и годовой ход осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. — Труды ТГУ, т. 147, 1957.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ В ЯСНЫЕ И ПАСМУРНЫЕ ДНИ

Л. И. ТРИФОНОВА, Л. В. РОМАНОВА

В связи с накоплением большого эмпирического материала и практической необходимостью детального изучения климата свободной атмосферы в последнее время появилось много работ теоретического и описательного характера об особенностях распределения температуры и влажности не только в тропосфере, но и в стратосфере. В большинстве работ поля температуры и влажности, а также их вертикальные профили исследуются вне зависимости от состояния атмосферы [1, 2, 5, 6, 8, 14, 15].

Однако современное развитие науки и техники требует от нас знаний зависимостей хода метеорологических элементов от атмосферных процессов не только у поверхности земли, но и на больших высотах. Наличие облаков, туманов и целый ряд других факторов обуславливает исключительно большое разнообразие профилей температуры и влажности воздуха в свободной атмосфере. В настоящей работе делается попытка составить представление о распределении температуры и влажности воздуха в свободной атмосфере в ясные и пасмурные дни в различных физико-географических районах. При этом рассматриваются только общие черты влияния поля облачности на распределение влажности в свободной атмосфере. Естественно, что различные типы облаков (слоистые, вертикального развития и т. п.) по-разному влияют на распределение влажности в свободной атмосфере. Этот вопрос может стать темой самостоятельного исследования. В данной работе эта задача не ставилась. Нами рассматриваются профили температуры и влажности только в зависимости от количества облачности. Подразделение на ясные (0—2 балла) и пасмурные (8—10 баллов) дни производилось в соответствии с требованиями наставления [9].

Исходным материалом для настоящего исследования послужили данные зондирования атмосферы радиозондом А-22-Ш на трех аэрологических станциях: Рига, Ташкент и Иркутск (за период с 1960 по 1965 год за два дневных срока наблюдений). Все вычисления произведены на главных изобарических поверхностях для января и июля как центральных месяцев зимнего и летнего сезонов.

Как видно из табл. 1, наибольшая вероятность наблюдений при ясном небе отмечается в июле в Ташкенте (71%), при пасмурном — в Риге в январе (41%). В соответствии с этим распределяется и число наблюдений за температурой и влажностью воздуха в ясные и пасмурные дни.

Необходимо отметить, что распределение температуры и влажности в пасмурные дни в январе рассматривалось только в Ташкенте и Риге,

Таблица 1
Вероятность наблюдений при ясном и пасмурном небе
(в % от общего числа наблюдений)

Станция	Январь		Июль	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
Рига	5	41	5	32
Ташкент	24	14	71	0,5
Иркутск	21	4	13	24

так как в Иркутске зимой пасмурные дни за весь рассматриваемый период наблюдались всего 7 раз. В июле же распределение названных параметров по этой же причине производилось только для Риги и Иркутска.

В связи с улучшением в последние годы качества зондирования число наблюдений мало меняется с высотой. Однако оно различно на разных станциях и в разные месяцы, что связано с особенностями циркуляции в каждом районе. Для выявления точности получаемых средних нами была определена ошибка среднего арифметического по формуле:

$$\sigma(\bar{x}) = \frac{\sigma(x_i)}{\sqrt{n}}, \quad (1)$$

где $\sigma(\bar{x})$ — средняя квадратическая ошибка среднего арифметического;
 $\sigma(x_i)$ — » » » отдельных измерений;
 n — число наблюдений.

Максимальные ошибки в определении температуры и точки росы отмечены в Риге в январе при ясном небе, когда число наблюдений, взятых для расчета, невелико (20). Эти ошибки составляют соответственно 1,6, 1,8°. В большинстве же случаев ошибки в определении средних арифметических значений температуры и точки росы не превышают 1°, что находится в пределах точности измерения названных параметров в свободной атмосфере. Последнее обстоятельство позволило нам с достаточной степенью уверенности судить по имеющемуся материалу о характере распределения температуры и влажности в свободной атмосфере. При этом средние значения элементов, их повторяемости и доверительные интервалы вычислялись в тропосфере при 15 наблюдениях и более, в стратосфере — при 10 наблюдениях и более; в большинстве же случаев число наблюдений превышало 30. Вычисление доверительных интервалов производилось по методике, предложенной в [8]. Все показатели определялись для температуры воздуха и точки росы. По данным температуры точки росы были определены средние значения удельной влажности.

Особенности распределения температуры и влажности воздуха при ясном и пасмурном небе зимой

В условиях ясной антициклональной погоды зимой, как правило, происходит интенсивное выхолаживание приземного слоя воздуха. Поэтому независимо от географического положения пункта стратификация температуры в январе при ясном небе на всех станциях характеризуется приземной инверсией (табл. 2). Наиболее глубокая и мощная инверсия наблюдается в Иркутске ($-4,6^\circ$ на 1000 м). В Ташкенте распределение

температуры в приземном слое близко к изотермическому ($-0,3^\circ$ на 1000 м). В тропосфере, вплоть до тропопаузы, распределение температуры также близко к стандартному с вертикальным градиентом $6-7^\circ$ на 1000 м. Самая теплая стратосфера в Ташкенте, холодная — в Иркутске. Минимальные температуры в тропосфере на всех станциях отмечаются на уровне 200 мб и составляют в Риге и Иркутске -61° , в Ташкенте $-59,3^\circ$ (см. табл. 2).

Таблица 2

Среднее значение температуры воздуха ($^\circ\text{C}$) при ясном и пасмурном небе

Изобари- ческая поверхн. мб	Рига		Ташкент		Иркутск	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
Январь						
Земля	-10,2	0,6	2,5	-0,3	-17,7	—
900	-8,7	-5,7	2,8	-1,4	-13,1	—
850	-10,4	-6,8	0,7	-2,7	-13,6	—
700	-17,5	-13,6	-8,1	-9,8	-20,4	—
500	-29,1	-25,4	-21,4	-22,7	-31,7	—
200	-61,2	-59,4	-59,3	-59,5	-61,1	—
100	-60,3	-59,6	-55,6	-56,1	-53,4	—
Июль						
Земля	16,6	18,6	32,5	—	26,4	15,3
900	11,7	8,3	27,1	—	21,4	13,3
850	7,7	5,3	22,8	—	18,8	8,6
700	0,6	-2,0	18,5	—	7,7	0,8
500	-10,5	-12,6	3,7	—	-5,2	-15,0
200	-49,7	-46,6	-26,9	—	-52,1	-49,3
100	-48,4	-47,2	-52,5	—	-51,7	-49,7

Очевидно, тропопауза на всех станциях при ясном небе расположена вблизи 200 мб поверхности и характеризуется инверсией температуры, наиболее глубокой в Иркутске, вследствие чего стратосфера здесь оказывается наиболее теплой, что находится в соответствии с положением стратосферной области тепла [14]. Например, на уровне 100 мб температура в Иркутске составляет $-53,4^\circ$, в Ташкенте $-55,6^\circ$, в Риге $-60,3^\circ$.

В пасмурные дни зимой у поверхности земли самая высокая температура отмечается на станции Рига ($0,6^\circ$), в то время как в ясные дни максимальная температура воздуха отмечалась в районе Ташкента ($2,5^\circ$). Это объясняется географическим положением названных пунктов. Ташкент расположен в субтропиках, где инсоляция в зимние месяцы достаточно велика, влияние сплошной облачности в значительной мере снижает инсоляцию и вызывает заметное понижение температуры. В Риге, напротив, приход солнечной радиации зимой невелик. Появление же облачности значительно снижает эффективное излучение, вызывая существенное повышение температуры не только у поверхности земли, но и во всем слое тропосферы и нижней стратосферы. При этом наибольшее повышение температуры воздуха отмечается у земли ($9,6^\circ$) и в тропосфере (в среднем $2,5-4,0^\circ$), в стратосфере это повышение в пределах 1°C . Это объясняется большой повторяемостью облачных слоев в тропосфере. В Ташкенте при пасмурном небе холоднее оказывается тоже не только приземный слой, но и вся тропосфера и нижняя стратосфера. Только в слое тропопаузы отмечается небольшое повышение температуры в пасмурные дни. Однако сам эффект падения температуры в Ташкенте менее

значителен, чем рост ее в Риге. Максимальных значений он достигает у поверхности земли и в нижнем слое тропосферы (3—4°), в средней и верхней тропосфере он составляет уже 1—1,5° (см. табл. 2).

Стратификация температуры воздуха на обеих станциях характеризуется падением температуры с высотой. Однако в Риге сразу от земли начинается нормальное понижение температуры с высотой (6° на 1000 м), в то время как в Ташкенте градиент температуры в нижнем километровом слое мал (1° на 1 км). Вследствие этого в Риге при пасмурном небе вся тропосфера и нижняя стратосфера значительно холоднее, чем в Ташкенте. При этом наибольший контраст температур отмечается в нижней тропосфере. В слое тропопаузы температуры выравниваются. Верхняя стратосфера в Ташкенте вновь теплее, чем в Риге, так как переход от тропосферы к стратосфере в Ташкенте характеризуется более глубокой инверсией, чем в Риге.

Распределение температуры точки росы в свободной атмосфере зависит как от температуры воздуха, так и от содержания водяного пара в нем. Поэтому распределение ее с высотой не всегда совпадает с распределением температуры воздуха. Если в распределении температуры при ясном небе в нижнем километровом слое отмечается инверсия на всех станциях, то в распределении температуры точки росы эта инверсия отмечается только в Иркутске, причем интенсивность ее в 2 раза меньше, чем интенсивность инверсии температуры воздуха. Инверсия температуры точки росы в слое земли — 900 мб в районе Иркутска сопровождается и инверсией в распределении удельной влажности (табл. 3, 4). Выше 900 мб поверхности в Иркутске, а на остальных станциях — от земли наблюдается понижение температуры точки росы и уменьшение удельной влажности во всем слое тропосферы.

В Риге и Ташкенте наблюдается понижение температуры точки росы вплоть до 100 мб поверхности. В Иркутске же тропопауза характеризуется инверсией температуры точки росы, удельной влажности и дефицита. Удельная влажность в Риге минимальна на уровне 150 мб и составляет 0,018 г/кг, на уровне 100 мб она возрастает до 0,031 г/кг. В

Таблица 3
Среднее значение температуры точки росы (°С) в ясные и пасмурные дни

Изобари- ческая поверхность мб	Рига		Ташкент		Иркутск	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
Январь						
Земля	—14,3	— 4,8	— 6,8	— 2,6	—20,8	—
900	—17,5	— 7,8	—11,4	— 4,2	—18,9	—
850	—20,5	—10,7	—14,4	— 6,8	—20,3	—
700	—29,3	—20,2	—21,8	—16,4	—27,6	—
500	—38,6	—33,5	—34,0	—28,2	—29,7	—
200	—63,5	—65,1	—65,4	—64,1	—62,5	—
100	—67,3	—66,2	—67,0	—62,6	—61,3	—
Июль						
Земля	10,4	12,2	9,0	—	13,7	13,1
900	3,9	6,1	3,0	—	9,2	9,1
850	1,7	3,5	— 0,6	—	5,3	6,3
700	—12,2	— 5,7	— 6,2	—	— 4,9	— 2,0
500	—23,0	—20,0	—19,5	—	—17,9	—15,9
200	—57,5	—54,4	—58,0	—	—61,1	—56,4
100	—60,0	—59,5	—75,8	—	—61,3	—60,2

Таблица 4

Среднее значение удельной влажности (г/кг) в ясные и пасмурные дни

Изобарическая поверхность мб	Рига		Ташкент		Иркутск	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
Январь						
Земля	0,95	2,8	2,4	3,3	0,63	—
900	0,89	2,4	1,7	3,2	0,83	—
850	0,77	2,1	1,1	2,8	0,78	—
700	0,39	0,79	1,1	1,2	0,47	—
500	0,20	0,35	0,34	0,60	0,18	—
200	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	—
100	0,03	0,04	0,03	0,06	0,06	—
Июль						
Земля	8,1	9,1	7,4	—	10,0	9,0
900	5,8	6,8	5,4	—	8,2	8,2
850	5,1	6,0	4,4	—	6,9	7,1
700	2,2	3,8	3,7	—	3,9	4,9
500	0,9	1,2	1,4	—	1,9	2,3
200	0,05	0,08	0,05	—	0,03	0,06
100	0,08	0,08	0,01	—	0,06	0,07

Ташкенте минимум удельной влажности отмечается на уровне 200 мб, выше отмечается медленный рост ее до 0,033 г/кг на уровне 100 мб. Дефицит точки росы в Риге и Ташкенте своего минимума достигает на уровне 200 мб и составляет соответственно 2,3 и 6,1°.

При пасмурном состоянии неба температура точки росы значительно выше, чем при ясном. В Риге в средней и нижней тропосфере эта разница равна 7—10°, в Ташкенте — 5—7°. Влагосодержание атмосферы в слое от земли до 100 мб как в Риге, так и в Ташкенте в пасмурные дни больше, чем в ясные. Наиболее значительные различия в значениях удельной влажности отмечаются в нижнем полуторакилометровом слое, в верхней тропосфере и стратосфере эти различия не ярко выражены (см. табл. 4). Такая закономерность связана с наиболее частым развитием облаков в нижнем пятикилометровом слое атмосферы.

Если рассмотреть дефицит точки росы, то хорошо видно, что он резко уменьшается в пасмурные дни, особенно в нижнем полуторакилометровом слое атмосферы. Так, в Ташкенте это понижение равно 7—11°, в Риге — 6—7°. Как при ясном, так и при пасмурном небе водяной пар концентрируется в основном в нижнем 5—6-километровом слое (см. табл. 4). Например, на уровне 600 мб величина удельной влажности в пасмурные дни составляет 30—50%, а на уровне 400 мб — 4—5% от ее наземного значения. Наиболее резкое падение удельной влажности как в ясные, так и в пасмурные дни отмечается выше уровня 500 мб, однако в пасмурные дни оно более заметно, что связано, очевидно, со средней верхней границей облачности. Наряду со средними значениями температуры и влажности представляет интерес и характеристика изменчивости этих элементов. В качестве последней используются значения амплитуды колебания температуры воздуха и температуры точки росы между границами доверительных интервалов обеспеченностью в 60, 80 и 97,5% (табл. 5, 6).

Анализ названных показателей позволяет сделать вывод, что изменчивость температуры воздуха зимой в ясные дни в нижней и верхней

Таблица 5

Амплитуда температуры воздуха (°С) между границами доверительных интервалов

Изобарическ. поверхность мс	Рига			Ташкент			Иркутск		
	Доверительные интервалы (%)								
	60	80	97,5	60	80	97,5	60	80	97,5

Январь, ясное небо

Земля	12,7	19,4	32,0	13,5	18,6	27,2	11,3	18,0	30,4
900	9,9	15,0	26,1	14,3	19,0	26,6	10,5	16,0	32,3
850	11,3	15,1	27,8	10,8	17,2	26,7	11,8	18,7	30,3
700	9,1	13,7	23,8	10,1	15,7	27,1	8,4	14,5	25,0
500	12,7	17,6	27,5	9,0	13,3	20,9	8,5	13,8	23,8
200	9,0	14,0	21,5	5,7	8,5	14,3	7,7	13,2	22,9
100	5,7	8,0	12,4	5,0	7,3	11,8	6,8	11,7	19,3

Январь, пасмурное небо

Земля	10,8	14,8	21,3	8,9	13,8	21,2	—	—	—
900	5,7	9,4	15,5	6,5	11,4	17,8	—	—	—
850	11,2	15,0	19,8	7,2	10,7	20,0	—	—	—
700	9,0	12,4	24,7	6,1	9,4	14,6	—	—	—
500	9,5	13,7	20,6	6,4	10,7	17,5	—	—	—
200	9,3	14,3	23,5	5,6	9,4	16,0	—	—	—
100	8,8	15,0	23,2	4,5	6,7	11,0	—	—	—

Июль, ясное небо

Земля	5,7	8,2	12,6	5,7	9,9	15,4	3,4	6,0	9,6
900	4,0	7,2	12,0	6,6	10,5	16,2	5,5	8,6	14,2
850	4,6	8,1	12,4	6,0	9,0	14,3	7,8	11,7	16,3
700	5,3	7,8	14,0	4,3	7,1	14,7	6,3	8,8	12,3
500	4,6	6,7	10,5	4,0	3,2	11,3	3,5	5,8	8,5
200	10,6	14,1	18,2	4,3	7,5	13,5	6,5	9,7	16,8
100	2,4	6,4	10,9	6,6	10,3	16,1	4,5	6,7	10,7

Июль, пасмурное небо

Земля	4,8	9,5	16,8	—	—	—	6,8	9,7	14,5
900	5,2	8,7	15,7	—	—	—	5,4	8,4	14,2
850	6,0	9,5	16,8	—	—	—	4,6	7,2	12,8
700	6,7	10,0	16,2	—	—	—	4,4	7,0	16,8
500	7,2	10,0	15,3	—	—	—	2,2	8,8	16,0
200	9,3	14,4	23,0	—	—	—	8,2	11,0	17,6
100	5,5	8,0	12,7	—	—	—	3,1	5,5	11,3

тропосфере больше, чем в пасмурные, как в Риге, так и Ташкенте. В верхней тропосфере и нижней стратосфере изменчивость температуры в Риге в пасмурные дни возрастает, что связано, по всей вероятности, со стратосферными взрывными потеплениями, распространяющимися из района магнитного полюса земли на Западную Европу [14, 15]. В Ташкенте в верхней тропосфере и нижней стратосфере изменчивость температуры мало зависит от состояния неба (см. табл. 5).

Изменчивость температуры точки росы зимой в рассматриваемом слое атмосферы, кроме 1,5 км приземного слоя, наибольшая при пасмурном небе как в Риге, так и в Ташкенте (см. табл. 6). Максимального значения амплитуда точки росы достигает в слое 3—5 км на обеих станциях в ясные и в пасмурные дни. При этом в Риге в пасмурные дни она больше, чем в ясные, на 2—5°, а в Ташкенте — на 7—12°. В слое тропопаузы отмечается уменьшение колебаний температуры точки росы, более резкое при ясном небе, менее заметное — при пасмурном. В нижней стратосфере амплитуда колебаний температуры точки росы вновь возрастает в среднем на 2—3° на обеих станциях как в ясные, так и в пасмурные дни.

Таблица 6

Амплитуда температуры точки росы (°С) между границами доверительных интервалов

Изобарическая поверхность мг	Рига			Ташкент			Иркутск		
	Доверительные интервалы (%)								
	60	80	97,5	60	80	97,5	60	80	97,5
Январь, ясное небо									
Земля	8,7	13,4	26,6	6,6	10,0	16,8	11,0	20,6	29,6
900	7,4	10,7	17,5	6,7	9,8	18,6	8,8	13,9	27,5
850	11,0	14,7	22,6	7,2	11,1	22,6	10,6	15,2	26,4
700	13,2	18,2	27,0	11,4	16,4	23,8	9,0	14,1	22,8
500	10,8	16,2	27,1	10,5	16,2	26,2	7,8	12,2	24,0
200	3,4	5,8	11,7	6,3	10,5	16,6	5,0	7,9	16,6
100	5,5	8,3	13,1	7,2	10,9	18,1	7,0	10,1	17,0
Январь, пасмурное небо									
Земля	8,0	11,1	19,3	5,7	10,1	21,6	—	—	—
900	7,0	11,0	17,7	5,4	9,7	22,3	—	—	—
850	7,8	14,1	21,2	8,2	14,0	22,8	—	—	—
700	11,5	18,0	29,4	12,0	19,5	36,0	—	—	—
500	12,0	19,2	29,3	11,2	21,1	33,6	—	—	—
200	9,3	14,1	21,8	9,6	13,9	20,0	—	—	—
100	9,6	15,0	24,0	6,9	10,6	20,1	—	—	—
Июль, ясное небо									
Земля	3,7	7,8	11,2	6,7	10,3	14,9	4,3	6,8	12,1
900	2,6	5,2	11,3	5,5	9,0	25,0	6,9	10,5	17,0
850	5,6	8,1	12,3	1,0	8,5	18,8	6,4	9,5	20,4
700	10,5	15,2	22,7	12,3	21,0	22,5	6,0	10,3	20,4
500	8,2	12,1	21,0	9,3	15,0	28,8	6,7	10,1	16,6
200	4,6	6,8	11,5	4,3	7,3	15,0	7,4	10,6	15,9
100	3,1	4,6	8,8	11,2	13,2	21,8	5,1	7,7	12,8
Июль, пасмурное небо									
Земля	4,8	6,8	11,3	—	—	—	3,8	6,6	14,0
900	4,2	6,0	10,4	—	—	—	4,2	7,4	13,2
850	6,7	8,6	16,0	—	—	—	5,6	8,7	17,2
700	7,6	12,3	23,6	—	—	—	5,8	9,8	16,5
500	10,3	16,6	29,4	—	—	—	9,2	10,9	31,2
200	8,4	11,6	16,6	—	—	—	8,2	11,5	21,4
100	6,3	10,3	17,6	—	—	—	8,0	13,5	21,8

Особенности распределения температуры и влажности воздуха при ясном и пасмурном небе летом

Температурно-влажностный режим тропосферы летом формируется в основном под влиянием радиационных процессов в приземном слое, значительная роль при этом отводится тепловому процессу подстилающей поверхности. Основное влияние на формирование летнего режима стратосферы оказывают радиационные процессы верхней атмосферы, зависящие в основном от непрерывной продолжительности полярного дня. Большую роль играет также непосредственное нагревание атмосферы от слоев с наибольшей концентрацией озона и тепловое излучение земли и ниже расположенных слоев атмосферы. Вследствие этого самая теплая тропосфера в ясные летние дни наблюдается над Ташкентом, самая холодная — над Ригой. В нижней тропосфере температура в Ташкенте на 15—18° выше, чем в Риге, а в верхней тропосфере в Ташкенте теплее, чем в Риге, на 20—25° (см. табл. 2). Стратификация температуры

в тропосфере на всех станциях характеризуется падением температуры воздуха с высотой. От земли до 100 мб поверхности она меняется в Ташкенте от 32,5 до 3,7°, в Риге — от 16,6 до —10,5°, в Иркутске — от 26,6 до —5,2°. Тропопауза в Риге и Иркутске расположена в слое 100—150 мб, в Ташкенте — значительно выше. Поэтому на двух первых станциях уже с 200 мб поверхности наблюдается инверсионный ход температуры, в то время как в Ташкенте температура продолжает понижаться вплоть до 100 мб поверхности, где достигает —52,5°. Температура в Риге на этом уровне составляет всего —48,4, в Иркутске —51,7°. Таким образом, в отличие от тропосферы стратосфера в ясные летние дни оказывается наиболее теплой над Ригой, а наиболее холодной — над Ташкентом.

Особенности распределения температуры (а в последующем и влажности) в свободной атмосфере при пасмурном состоянии неба рассматриваются только по данным станций Иркутск и Рига. В Ташкенте за весь исследуемый период был всего один случай наблюдений при пасмурном небе.

Влияние облачности на температурный режим значительно в континентальных районах, в то время как морская воздушная масса летом имеет меньшие термические различия при ясном и пасмурном состоянии неба. На ст. Иркутск вся нижняя и средняя тропосфера (включая уровень 500 мб) оказывается в среднем на 8—11° холоднее при пасмурном состоянии неба, в Риге же в пасмурные дни тропосфера холоднее в среднем на 2—3°, а у поверхности земли температура воздуха в пасмурные дни даже выше на 2°.

В слое тропопаузы и в нижней стратосфере температуры при пасмурном состоянии неба оказываются выше, чем при ясном, в среднем на 1,5—3,0° на обеих станциях. Однако тропопауза и стратосфера Иркутска холоднее, чем в Риге, на 2,5° в отличие от тропосферы (исключая землю), которая теплее в Иркутске в среднем на 3—5°.

Вертикальная стратификация температуры воздуха в тропосфере на обеих станциях характеризуется падением ее с высотой как в ясные, так и пасмурные дни. При этом в пасмурные дни нижний слой атмосферы в Иркутске имеет градиент температуры порядка 0,2° на 100 м, в Риге же, напротив, в пасмурные дни нижние слои атмосферы стратифицированы неустойчиво (около 1° на 100 м). Минимальная температура воздуха в пасмурные дни, как и в ясные, отмечается на уровне 200 мб поверхности, однако в пасмурные дни она выше в среднем на 3° и составляет в Риге —46,6°, в Иркутске —49,3°.

Распределение температуры точки росы в свободной атмосфере летом зависит от интенсивности инсоляции, характера циркуляции атмосферы и связанным с ними состоянием воздушных масс. Интенсивная инсоляция и большая сухость воздушных масс обуславливают самые низкие температуры точки росы при ясном небе в Ташкенте во всем слое тропосферы и нижней стратосферы. Последнее обстоятельство обуславливает и максимальный дефицит точки росы в ясные дни на этой станции на всех высотах. Дефицит точки росы в тропосфере Ташкента в ясные дни изменяется в пределах 16—24°, в то время как в Риге в этом слое он составляет 6—13°. В Иркутске же дефицит точки росы более постоянен во всем слое тропосферы и составляет 12—13°.

В пасмурные летние дни температура точки росы, как правило, повышается, температура же воздуха, наоборот, падает, что приводит к значительному уменьшению дефицита точки росы, более заметному на континенте (ст. Иркутск). Уменьшение дефицита точки росы в Иркутске в пасмурные дни в нижней тропосфере происходит на 8—11°, в Риге же всего на 4—9°. Своего минимального значения дефицит точки росы в

Риге в пасмурные дни достигает на уровне 850 мб ($1,8^\circ$), что говорит о максимальной повторяемости облачности в нижнем полутораклометровом слое. В Иркутске же минимальный дефицит точки росы отмечается на уровне 500 мб, что указывает на повторяемость здесь в пасмурные дни более высокой облачности.

Удельная влажность велика летом на всех станциях как в ясные, так и в пасмурные дни. Основная влага сосредоточена в пятикилометровом слое тропосферы. Выше 500 мб поверхности происходит резкое уменьшение удельной влажности, которая на уровне 400 мб поверхности уменьшается примерно в 3 раза по сравнению с 500 мб поверхности как в ясные дни, так и в пасмурные на всех станциях (см. табл. 4). Своего минимума удельная влажность в Риге и Иркутске достигает на уровне 200 мб. В стратосфере отмечается небольшой рост ее с высотой. В Ташкенте удельная влажность уменьшается вплоть до 100 мб поверхности. Это связано с более высоким уровнем тропопаузы в этих широтах. В пасмурные дни удельная влажность, как правило, больше, чем в ясные. При этом в Риге в нижней и средней тропосфере и стратосфере влияние облачности на изменение влажности менее заметно. В Иркутске влажность в пасмурные дни в нижнем полутораклометровом слое почти не меняется, возрастает на уровне 700 мб на 1 г/кг, выше изменения ее вновь мало заметны. Последнее обстоятельство говорит о том, что в Иркутске формирование облачности происходит в той же континентальной воздушной массе и объясняется, очевидно, изменением условий циркуляции атмосферы и связанными с ними особенностями конденсации водяных паров (дефицит точки росы в Иркутске меняется более значительно, чем в Риге) в атмосфере при неизменном содержании влаги.

Изменчивость температуры воздуха летом меньше, чем зимой, как в ясные, так и в пасмурные дни. При этом амплитуда воздуха между границами доверительных интервалов в тропосфере мало меняется с высотой и составляет в Риге в ясные дни $10-12^\circ$, в пасмурные дни — $15-16^\circ$ при обеспеченности в 97,5%; в слое тропопаузы она резко возрастает до $18-23^\circ$ соответственно в ясные и пасмурные дни. В нижней стратосфере значения ее близки к тропосферным. Изменчивость температуры точки росы в Риге и Иркутске как в ясные, так и пасмурные дни летом также уменьшается. При этом в Риге в ясные летние дни (как и зимой) наибольшая изменчивость отмечается в слое 700—500 мб и под тропопаузой (см. табл. 6). В пасмурные дни в Риге наибольшая изменчивость температуры точки росы отмечается во всем слое 850—300 мб, незначительно уменьшается на уровне тропопаузы и вновь возрастает в нижней стратосфере.

В Иркутске максимальная изменчивость температуры точки росы в ясные дни — в слое 850—700 мб. В пасмурные дни так же, как и в Риге, изменчивость значительна во всем слое тропосферы и нижней стратосфере. Последнее обстоятельство, очевидно, связано со значительной повторяемостью летом высоких барических образований, приводящих к смене процессов (а следовательно, влажности и температуры) во всем слое тропосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев В. Г., Олешев В. М. О статистической структуре вертикальных профилей температуры и влажности. — «Труды Мирового метеорологического центра», вып. 11, 1966.
2. Бушканец Г. С. Распределение температуры в свободной атмосфере над Тихим океаном. — «Труды НИИАК», вып. 35, 1966.

3. Егоров В. И. Распределение водяного пара в тропосфере и нижней стратосфере. — Сб. «Метеорологические исследования», № 9. Изд-во «Наука», 1966.
 4. Кондратьев К. Я., Филипович О. П. Тепловой режим верхних слоев атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1960.
 5. Комаров В. С. К вопросу о влагосодержании стратосферы. — «Метеорология и гидрология», № 1, 1969.
 6. Калинина И. И. Температурный режим над Украиной в бездождные и дождливые периоды. — Сб. «Метеорология, климатология и гидрология», вып. 2. Изд-во Киевского ун-та, 1966.
 7. Москалева И. М. Вертикальное распределение температуры в свободной атмосфере при определенных ее значениях у поверхности земли. — «Труды НИИАК», вып. 35, 1966.
 8. Мерцалова О. Б., Соколова М. Ф., Сычева Е. Ф. Климатические характеристики температуры модели стандартной атмосферы. — «Труды НИИАК», вып. 24, 1963.
 9. «Наставления гидрометеорологическим станциям и постам». Вып. 3, ч. 1, 1957.
 10. Павловская А. А. Изменение температуры в стратосфере в системе барических образований зимой. — «Труды ЦИП», вып. 128, 1963.
 11. Погосян Х. П., Бурцев А. И. Особенности эволюции полей температуры, влажности и давления воздуха в развивающихся циклонах. — «Известия АН СССР», сер. геофиз., № 2, 1957.
 12. Шабельникова М. В. Изменение температурного поля в стратосфере летом в системе барических образований. — «Труды ЦИП», вып. 128, 1963.
 13. Ханевская И. В., Пашкова З. Д. Сравнительные характеристики полей средней температуры в свободной атмосфере за семилетний и четырнадцатилетний периоды. — «Труды НИИАК», вып. 35, 1966.
 14. Ханевская И. В. Зональная неоднородность поля температуры в нижней стратосфере. — «Труды НИИАК», вып. 35, 1966.
 15. Ханевская И. В. Изменчивость температуры воздуха в свободной атмосфере над северным полушарием и особенности ее распределения в различных физико-географических районах. — «Труды НИИАК», вып. 46, 1967.
-

ГРОЗЫ В РАЙОНЕ г. ТОМСКА

Л. И. БОРДОВСКАЯ, Л. М. ПАРХОМЕНКО

Исследование климатических характеристик грозовой деятельности в районе Томска проводилось на материале тринадцатилетнего периода (1951—1963 гг.) наблюдений Томской метеостанции и станции аэропорта Томска. При анализе использовались также данные о режиме грозовой деятельности, приведенные в климатическом справочнике [1] за 60-летний период с 1891 по 1950 гг. Типизация синоптических процессов сделана на аэросиноптическом материале ЗС УГМС.

Климатическая характеристика

За период с 1951 по 1963 гг. было отмечено 355 грозовых дней и 382 случая с грозой. Грозовым днем считался день, когда в течение суток наблюдалась одна или несколько гроз. В отдельные дни зафиксировано по две — три грозы.

Согласно многолетним данным с 1891—1963 гг. в Томске в среднем за год наблюдается 25 дней с грозами. В районе Ташкента отмечено в среднем за год 20 дней с грозой [2], а в районе с повышенной грозовой деятельностью, каким является Черноморское побережье Кавказа, в среднем отмечается 30—40 дней с грозой в году. Так, в Тбилиси зафиксировано 33 дня с грозой в году [3]. Сопоставление этих данных наглядно показывает, что в районе Томска грозовая деятельность протекает довольно активно.

Грозы наблюдаются в течение года, с апреля по декабрь. На протяжении 73 лет в январе, феврале и марте гроз не зафиксировано. В октябре, ноябре и декабре грозы наблюдаются крайне редко. Так, за весь 73-летний период наблюдения в октябре гроза отмечена дважды (1897 и 1957 гг.), в ноябре один раз (1915 г.) и в декабре один раз (1955 г.). В переходные месяцы сезонов (в апреле и сентябре) грозовая деятельность развита сравнительно слабо.

Средняя дата начала грозового периода по многолетним данным приходится на 15/V, самая ранняя — на 28/IV, а поздняя — на 10/VI. Самая ранняя дата конца грозового периода отмечается 18/VIII, средняя — 17/IX, поздняя — 3/X.

Грозовым периодом в Томске, вычисленный по средним датам первой и последней грозы, равен 116 дням. От года к году длительность его изменяется в широких пределах. Самый продолжительный грозовым периодом наблюдался в 1959 году (140 дней), самый короткий — в 1954 году (88 дней). Таким образом, над исследуемым районом активная грозовая

деятельность наблюдается в течение 4 месяцев (с мая по август), с максимумом в июле. В среднем в июле наблюдается до 10 грозовых дней. Максимальное количество за весь период было отмечено в 1943 г. — 16 дней, минимум — 1 день в 1907, 1931 гг. Вероятность грозы в июне и августе, так же как и в июле, составляет 100%. Максимальное количество грозовых дней в эти месяцы наблюдалось: в июле — 10 (1962), в августе — 9 (1956, 1959); минимальное — в июле — 2 (1953), в августе — 3 (1953). Повышенной грозовой деятельностью отличались 1941 г. (42 дня) и 1959 г. (39 дней). В эти годы по числу дней с грозой Томск не отличался от районов, характеризующихся повышенной грозовой деятельностью.

При распределении гроз по часам суток оказалось, что 80% всех случаев приходится на послеполуденное время, из них 66% с 15 до 24 часов. Наименьшее количество гроз приходится на утро — с 6 до 12 часов (9%). Большая повторяемость гроз в вечерние часы и малая — в утренние, по-видимому, связана с охлаждающим влиянием реки Томи. Подобное явление наблюдалось и при исследовании грозовой деятельности в районе Поволжья [4].

Средняя продолжительность гроз за год колеблется в широких пределах — от 127 часов в июле до 3 в декабре. В весенние и осенние месяцы продолжительность гроз почти одинакова и составляет в июле и октябре 42—45, в мае и сентябре 95—96.

Продолжительность грозы в июне и августе меньше июльской в среднем на 15 минут. Средняя годовая продолжительность грозы составляет 114 минут. Максимальная продолжительность наблюдается в месяцы с наибольшей интенсивностью грозовой деятельности. Так, 42% всех грозовых часов в году приходится на июль. На июнь и август вместе приходится 44% грозовых часов. Таким образом, на три летних месяца в среднем приходится 86% всех грозовых часов, наблюдающихся в течение года. Самая продолжительная гроза в Томске наблюдалась в течение 10 часов 10 минут 10 августа 1959 года. Средняя месячная продолжительность одной грозы составляет 1 час 54 минуты. В основном (70% от общего числа гроз) наблюдаются грозы продолжительностью менее 2 часов.

Представляло интерес выявить соотношение случаев сухих гроз к общему числу случаев. К сухим грозам были отнесены грозы, когда в день с грозой осадков не наблюдалось. Во избежание возможных ошибок учитывались при исследовании только близкие грозы, т. е. грозы, которые наблюдались над станцией. Было выделено за рассматриваемый период всего 220 случаев близких гроз, из них 45 гроз наблюдались сухими, что в среднем составляет немногим более 20%. Около половины всех сухих гроз наблюдается в июле, менее всего их отмечено в сентябре.

По данным радиозондирования Новосибирска и Колпашева было определено для 261 случая направление ветра во время грозы на уровне 850 мб поверхности.

Таблица 1

Повторяемость числа случаев гроз при различных направлениях ветра

	Направление ветра								Штиль	Всего
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ		
Количество случаев	15	14	10	15	27	74	49	47	10	261
Повторяемость, %	5,7	5,4	3,8	5,7	10,4	28,4	18,8	18,0	3,8	100

Из табл. 1 следует, что грозовая деятельность в Томске наблюдается при всех направлениях ветра. Максимальное количество гроз наблюдается при ветрах западной четверти (65,2%). Наиболее вероятны грозы при штиле в июле, в остальные месяцы их повторяемость мала.

Синоптическая характеристика

В зависимости от условий, в которых происходит развитие конвекции, приводящей к возникновению гроз, последние принято делить на фронтальные и внутримассовые. Все случаи 276 гроз, наблюдавшихся в Томске с 1955 по 1963 г., были систематизированы и отнесены к фронтальным и внутримассовым. В Томске чаще наблюдаются фронтальные (64%) грозы, чем внутримассовые (36%). Большая часть гроз (37%) связана с холодными фронтами. Грозы на холодных фронтах наблюдаются с мая по август, причем в течение грозового периода равномерно распределены по месяцам. Грозы на теплых фронтах встречаются вдвое реже (18%), чем на холодных фронтах. В грозовой период количество гроз на теплом фронте увеличивается от мая к августу. Максимум их наблюдался в августе.

Из внутримассовых гроз наибольшую и почти одинаковую повторяемость (33—30 случаев) имеют грозы, связанные с тыловой частью циклона и разрушающимися антициклонами. Наименьшее число гроз наблюдается в заполняющихся депрессиях — 14 случаев.

Малое количество гроз, связанных с фронтами окклюзии (9%), можно, по-видимому, объяснить тем, что летом траектории северо-западных и западных циклонов проходят значительно севернее Томска, поэтому окклюдируемые участки фронтов не захватывают южные районы Томской области. В основном грозы на фронтах окклюзии наблюдались с малоподвижными старыми циклонами.

Следует подчеркнуть, что характерной особенностью как для фронтальных, так и для внутримассовых гроз является циклонический характер циркуляции в тропосфере.

Для фронтальных гроз было выделено по траекториям смещения циклонов три характерных типа синоптических процессов: северо-западный, западный, юго-западный.

С северо-западным типом связано около 20% всех фронтальных гроз в Томске, причем максимум отмечается в августе, минимум — в июне. Северо-западный тип процессов, обуславливающих грозы в Томской области, характеризуется смещением циклонов с Баренцева моря на Западную Сибирь. При выходе на территорию Западной Сибири «ныряющие» циклоны смещаются со скоростями 40—60 км/час. на юг, примерно до 60—65° с. ш., затем часто поворачивают на восток, при этом скорость циклона резко падает.

Чаще всего грозы с северо-западными циклонами наблюдаются тогда, когда центр циклона находится в районе Ханты-Мансийска или Туруханска, а на районы Томской области направлена ложбина. Как правило, центры этих циклонов не достигают Томска, однако за исследуемый период встречались отдельные случаи, когда северо-западные циклоны доходили даже до Алтая. В этих случаях грозовая деятельность отличалась не только большой интенсивностью, но и продолжительностью.

С западным типом процессов связана наибольшая повторяемость гроз в Томске (43%). К западному типу процессов отнесены все циклоны, которые приходят на территорию Западной Сибири через Северный

и Средний Урал, смещаясь с запада на восток. Максимальная повторяемость гроз, связанная с западным типом циклонов, наблюдается в мае и июне.

С юго-западным типом связана довольно большая повторяемость гроз (37% от всех случаев фронтальных гроз). Повторяемость гроз при юго-западном типе неравномерно распределена по месяцам грозового периода. Максимум их отмечается в июле и в августе. Следует заметить, что при юго-западном типе интенсивные грозы отмечаются как днем, так и ночью. К юго-западному типу относятся синоптические условия, которые обуславливают развитие грозовой деятельности в Томске, связанные с циклонами, смещающимися из районов Черного, Каспийского моря и со Средней Азии. Наиболее часто циклоны этого типа образуются на полярном фронте, затем, углубляясь, они смещаются через Казахстан на северо-восток, выходя на территорию Западной Сибири. По территории Западной Сибири эти циклоны перемещаются с юго-запада на северо-восток. С этими циклонами на территорию Западной Сибири приходит кТВ и мТВ. Обе массы обладают большой неустойчивостью, но малым влагосодержанием. Над районами Западной Сибири по мере продвижения за счет испарения с поверхности озер, рек, болот воздушная масса увлажняется. Все это создает исключительно благоприятные условия для развития и образования мощной кучево-дождевой облачности и грозовой деятельности, сопровождающейся значительными ливневыми осадками, что в свою очередь также благоприятно влияет на протекание процессов, так как наблюдается дополнительное увеличение влагосодержания в приземном слое.

Ярким примером грозы юго-западного типа является гроза, наблюдавшаяся с 3 на 4 августа с 22 часов 38 минут до 2 часов 08 минут. Гроза наблюдалась на теплом фронте, сопровождалась дождем ливневого характера. За время грозы (около 3,5 часов) выпало 22 мм осадков. Это количество больше, чем среднемесячное значение осадков четырех месяцев (с января по апрель) (см. рис. 1). На рис. 1 приведены примеры наиболее типичных синоптических положений для выделенных типов гроз.

Внутримассовые грозы тесно связаны с конвекцией, которая создает благоприятные условия для образования грозовых облаков. Такие грозы носят местный характер. Чаще всего они наблюдаются в послеполуденные часы, когда воздух у поверхности земли наиболее прогрет. Внутримассовые грозы в районе Томска наблюдаются при следующих синоптических ситуациях: в разрушающихся антициклонах, заполняющихся депрессиях, в теплых секторах и тыловой части циклона. Из табл. 4 видно, что наиболее часто грозы наблюдаются в тыловой части циклона и в разрушающемся антициклоне. Такого типа грозы наблюдаются в июле и августе. Большая повторяемость гроз в тыловой части циклонов, по-видимому, связана с тем, что после прохождения центра циклона Томск оказывается расположенным на его юго-западной периферии, где господствует мАВ и создаются благоприятные условия для образования влажнонеустойчивой стратификации.

На рис. 2 даны некоторые синоптические положения, наиболее типичные для развития внутримассовых гроз.

В заключение следует подчеркнуть, что общей характерной особенностью как для фронтальных, так и для внутримассовых гроз является циклонический характер циркуляции в тропосфере до 500 мб поверхности, при этом Томская область находится либо в области высотной ложбины, либо на ее периферии (рис. 1, 2).

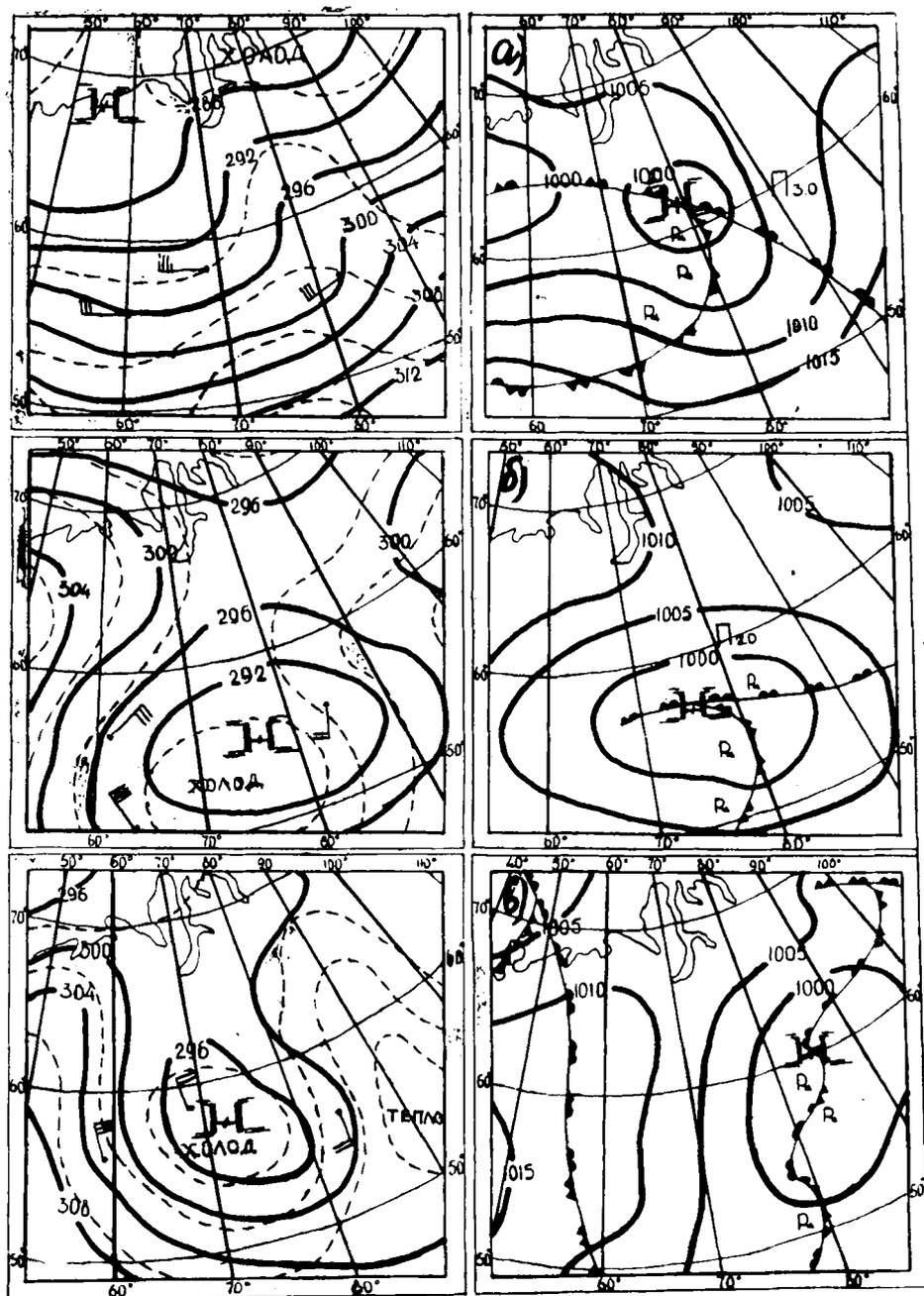


Рис. 1. Типы синоптических ситуаций, характерных для фронтальных гроз г. Томска:

a — западный тип. Приземная синоптическая карта, карты АТ₇₀₀, ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ за 21 час. 9 сентября 1962 г.; *б* — юго-западный тип. Приземная синоптическая карта, карты: АТ₇₀₀, ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ за 15 час. 3 августа 1963 г.; *в* — северо-западный тип. Синоптическая приземная карта, карты АТ₇₀₀, ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰ за 21 час. 29 июня 1961 г. Сплошной линией показана изобара на уровне моря, изогипса АТ₇₀₀, прерывистой — изогипса ОТ₁₀₀₀⁵⁰⁰.

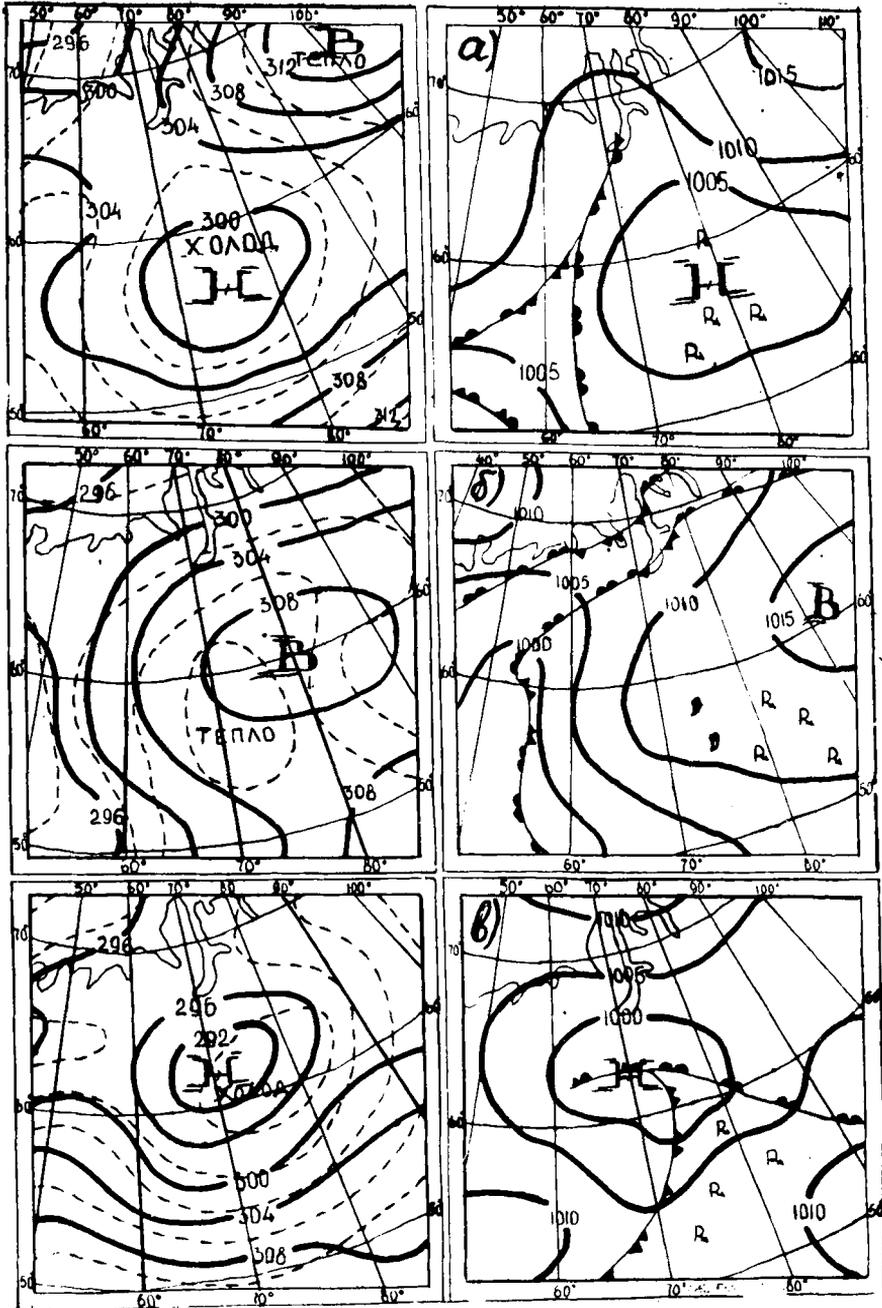


Рис. 2. Типы синоптических ситуаций, характерных для внутримассовых гроз г. Томска:

а — заполняющаяся депрессия. Приземная и термобарическая карта за 15 час. 10 августа 1959 г.; б — разрушающийся антициклон. Приземная и термобарическая карта за 21 час 3 июля 1963 г.; в — теплый сектор циклона. Приземная и термобарическая карта за 15 час. 28 июня 1962 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Климатический справочник. Вып. 20, ч. 7, 8, 1962.
 2. Назарова Т. Л. Грозы в районе Ташкента и их прогноз. — «Труды САНИГМИ», вып. 25 (40), 1966.
 3. Гуния С. У. Грозовые процессы в условиях Закавказья. Гидрометиздат, 1960.
 4. Чигиринская К. П. Грозы в районе Среднего Поволжья. — «Сборник работ по региональной синоптике», № 1, 1956.
 5. Егорова М. В. Режим и синоптические условия грозовой деятельности на Дальнем Востоке. — «Труды ДВНИГМИ», вып. 5, 1959.
-

СТРУКТУРА ЛЕТНЕГО СЕЗОНА ГОДА В БАССЕЙНЕ р. КЕТИ

Н. В. РУТКОВСКАЯ

Структура лета бассейна р. Кети до сих пор еще не получила освещения в литературе, хотя этот вопрос представляет и теоретический и практический интерес, поскольку без рассмотрения его невозможно приступить к типизации этого сезона года во времени. Так как в пределах бассейна выделяется два климатических района [3], структура лета рассматривается по материалам двух станций: Колпашево, освещающей климат низовий бассейна, и Усть-Озерное, характеризующей климат остальной части территории.

За начало и конец лета, так же как [1], берем даты устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 10° , а центральной фазы — через 15° .

По средним многолетним данным, в верховьях р. Кети в сравнении с низовьями лето начинается (27/V) позже на один, а заканчивается (7/IX) раньше на 3 дня. По продолжительности (103—107 дней) этот сезон года стоит на втором месте после зимы. Он короче в сравнении с южными районами Томской области в верховьях бассейна на две недели, в низовьях — на декаду. Среднее отклонение от многолетней продолжительности в ту и другую сторону составляет около 11 дней, в отдельные годы оно может быть гораздо большим: в Колпашево — до 29, в Усть-Озерном — до 25. В рассматриваемые 30 лет (с 1935 по 1964 гг.) наиболее рано лето начиналось в первую декаду мая (Колпашево — 5/V 1962, Усть-Озерное 10/V 1956 гг.), а кончалось наиболее поздно во вторую или начале третьей декады сентября (соответственно в первом пункте — 21/IX 1959, во втором — 18/IX 1940, 1953 гг.). Величина среднего отклонения составляет: по началу ± 7 , а по концу $\pm 8-9$ дней. На обеих станциях первое место по повторяемости (более 50%) занимают летние сезоны, имеющие нормальное начало или конец. Сравнительно часто его начало бывало ранним.

В Колпашево позднее начало лета отмечается почти в два раза чаще в сравнении с очень ранним или очень поздним. В Усть-Озерном начало лета поздним также бывало почти в два раза чаще, чем очень ранним. Одинаковым по началу во всем бассейне лето было в 87% от общего количества лет.

В настоящее время производится сверхдолгосрочный прогноз циркуляционного режима целых эпох, поэтому рассмотрим начало летнего сезона года по эпохам циркуляций. В эпоху меридиональной (С) формы циркуляции (название эпох. их начало и конец берем по [2]) наиболее часто лето начиналось в средние многолетние сроки, а в эпоху комбинированной формы Е+С было чаще аномальным: ранним или даже очень ранним, очень поздним или поздним. Нормальными по началу, концу и

продолжительности считали летние сезоны, когда отклонение конкретного года в этих показателях от среднего за период было меньше среднего отклонения за тридцатилетний период, аномальным, когда его величина была больше среднего, очень ранним, очень поздним и очень длинным, когда оно достигало двойной величины или было больше ее. В эту же эпоху наблюдались и наибольшие различия в начале лета между верховьями и низовьями реки. Например, в 1960 г. в Колпашеве начало лета было поздним, в Усть-Озерном — нормальным, в 1962 г. в первом — очень ранним, во втором — нормальным.

Конец лета на обеих станциях был одинаковым только в 53% от общего количества лет. Повторяемость ранних и поздних по концу летних сезонов почти одинакова. В конце эпохи восточной формы циркуляции (Е) лето оканчивалось преимущественно очень рано или рано, в эпоху С формы и комбинированной — Е+С в Колпашеве чаще окончание лета затягивалось или было очень поздним, в Усть-Озерном в первую эпоху — повторяемость нормальных, поздних и ранних была одинаковой, во вторую — преобладали нормальные по концу летние сезоны.

В среднем многолетнем выводе лето в бассейне реки Кети трехфазное. Первая фаза — «умеренно прохладное лето» — самая короткая, длится всего около двух декад (начинается 26—27 мая и заканчивается 14—15 июня); вторая — «умеренно теплое лето» — самая длинная (около двух месяцев), охватывает вторую половину июня, июль и часть августа и третья — «спад лета», длиной около месяца (начинается 12—13 августа и заканчивается 7—10 сентября). Название фаз заимствовано из [1]. В пределах Томской области только бассейн р. Тыма имеет меньшую среднюю многолетнюю продолжительность первой фазы. С северо-востока на юго-запад она увеличивается до 26 дней (Майск). Вторая фаза в подзоне средней тайги по продолжительности меньше рассматриваемых районов, по направлению к югу она возрастает до 67 дней. Продолжительность третьей фазы в бассейне реки Кети примерно такая же, как и на большей части территории Томской области. Больше 30-31 дня она только в районе Васюганских болот.

Наиболее устойчивой, то есть в пределах нормы по продолжительности (63—62%), в рассматриваемые 30 лет являлась вторая фаза. Первая фаза во всем бассейне чаще (23—27%) была короткой, тогда как третья — длинной (24—23%). В Усть-Озерном в 1955 г. первая фаза даже выпадала. Объясняется это тем, что в рассматриваемый период май, июнь и сентябрь чаще были аномально-теплыми, чем аномально-холодными. В Колпашеве на первом месте по повторяемости (57%) стоят нормальные по продолжительности летние сезоны, на втором (23%) — длинные за счет запаздывающего или очень позднего их конца. В Усть-Озерном продолжительность лета менее устойчива: увеличена повторяемость коротких летних сезонов за счет запаздывающего или очень позднего их начала (рис. 1).

В повторяемости по продолжительности лета и его фаз по эпохам основных форм циркуляции отмечаются такие особенности. В Колпашеве в эпоху Е+С формы циркуляции продолжительность лета чаще была такой же, как и в первой фазе (1949 г. К—К; 1960 г. Н—Н; 1962 г. ОД—Д; 1963 г. ОК—К и 1964 г. Н—Н); во все эпохи циркуляцией наибольшую повторяемость имели нормальные по продолжительности вторые фазы; в эпоху комбинированной формы циркуляции Е+С при длинной третьей фазе лето в целом часто тоже было длинным. В Усть-Озерном в эпоху Е формы циркуляции продолжительность лета чаще была одинаковой с первой фазой (1935 г. К—К; 1936 г. Д—Д; 1939 г. К—К) при этом после коротких первой фазы и лета следовали длинные.

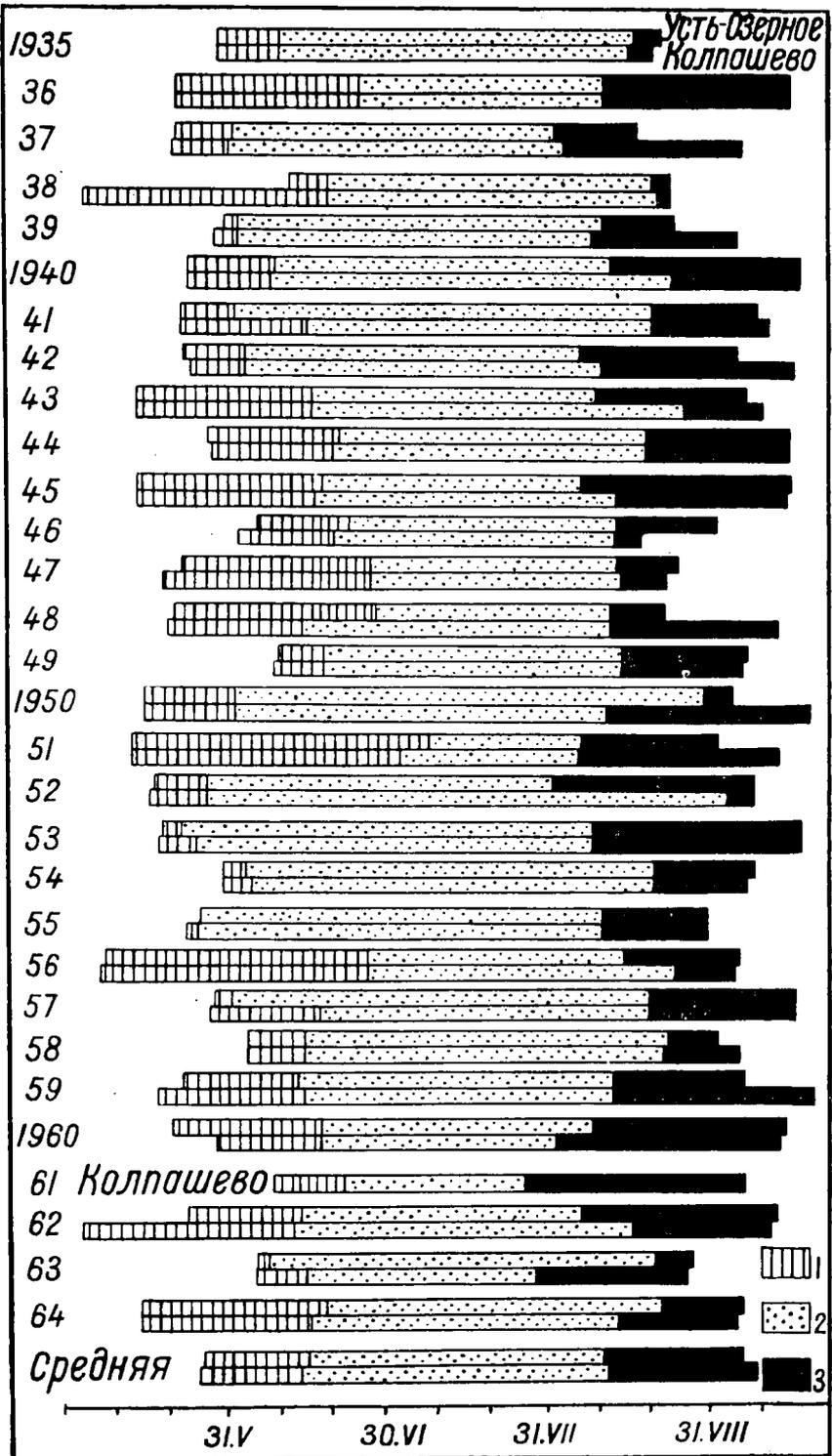


Рис. 1. Структура летнего сезона года в бассейне р. Кети:
1 — фаза «умеренно прохладное лето», 2 — фаза «умеренно теплое лето», 3 — фаза «спад лета»

В эпоху комбинированной формы циркуляции Е+С повторяемость коротких первых фаз была наибольшей (38%), а в одном году наблюдалось даже ее выделение; во все эпохи циркуляции преобладали вторые фазы, имеющие продолжительность в пределах нормы; если в эпоху Е формы циркуляции преобладали короткие третьи фазы, то в С— и Е+С — нормальные (54%).

Между продолжительностью фаз наблюдается следующая зависимость. При первой нормальной по продолжительности фазе наиболее вероятно, что и вторая тоже будет нормальной, поскольку зависимость Н—Н для Колпашево имеет повторяемость 77%, для Усть-Озерного — 85%. Третья фаза в этом случае чаще бывает нормальной, в первом пункте в 53%, во втором в 46%.

Если лето имеет структуру Н—Н—Д, в целом по продолжительности оно бывает или длинным, или нормальным (Усть-Озерное — 1940, 1952, 1960, 1962; Колпашево — 1942, 1950, 1959 гг.), по началу — нормальным, а по концу — поздним или нормальным. Такая структура летнего сезона бывает при следующих ситуациях: 1) когда все месяцы лета по термическому режиму в пределах нормы, а один из центральных месяцев имеет положительную или отрицательную аномалию; 2) при аномально-теплых июне и августе и нормальных июле и сентябре (1950 г., Колпашево); 3) при аномально-холодном августе, но теплом или нормальном сентябре (1959 г., Колпашево).

Когда нормальными по продолжительности являются все три фазы, термический режим большинства летних месяцев бывает тоже нормальным (Усть-Озерное — 1942, 1944, 1959 гг., Колпашево — 1937, 1941, 1943, 1944, 1948, 1957, 1964), и в их начале и конце больших отклонений от нормы не наблюдается. Например, в 1937, 1941, 1944 гг. его начало и конец были в пределах нормы (Колпашево).

Один раз в 30 лет в Усть-Озерном при нормальной по продолжительности первой фазе вторая была длинной, а третья — короткой (1950 г.). В этом году все 4 месяца (VI, VII, VIII, IX) были аномально-теплыми. На этой станции при нормальной первой фазе вторая короткой не отмечалась ни разу, в то время как в Колпашево — однажды: 1960 г. В этом году структура лета была Н—К—Д.

При длинной или короткой первой фазе предвидеть, какими будут две последующие по продолжительности, гораздо труднее, чем при нормальной, в силу того, что количество сочетаний увеличивается в 2 раза и более (табл. I). Соответственно уменьшается их повторяемость. Поэтому рассмотрим связь между первой и второй, а также между первой и третьей фазами в отдельности. После длинной первой фазы вторая длинной ни разу не отмечалась; в Усть-Озерном вторая короткой была в 75% от числа случаев, а в Колпашево вероятность второй нормальной по продолжительности одинакова с короткой. Связь между продолжительностью первой и третьей фаз менее тесная: если по продолжительности первая фаза лета аномальная, во всем бассейне первое место занимает связь К—Н (38—29% от общего количества случаев); в Колпашево близкую повторяемость имеет Д—К, а в Усть-Озерном — Д—Н.

В целях прогноза наибольшую ценность представляют зависимости, имеющие стопроцентную оправдываемость. Такими являются следующие: при длинной первой фазе и очень раннем начале лета вторая фаза в рассматриваемый 30-летний период по продолжительности в Колпашево была нормальной, а при начале лета в пределах нормы — короткой.

При короткой первой фазе вторая короткой бывала очень редко: на ст. Колпашево один раз, а в Усть-Озерном — ни разу. Наиболее вероятно, что после короткой первой фазы вторая будет нормальной по продол-

Таблица 1

Характеристика лета и его фаз по началу, концу и продолжительности за период 1935—1964 гг.

Годы	Колпашево						Усть-Озерное						ЦЭ
	лето			продолжительность фаз			лето			продол. фаз			
	начало	конец	продол- жител.	I	II	III	начало	ко- нец	продол- жител.	I	II	III	
1935	П	ОР	К	К	Н	К	П	ОР	К	К	Н	К	
1936	Н	Н	Н	Д	К	Н	Н	П	Д	Д	К	Д	
1937	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	ОП	К	Н	Н	Н	Е
1938	ОР	Р	Н	Д	Н	К	ОП	Р	ОК	К	Н	К	
1939	Н	Н	Н	К	Н	Н	Н	Р	К	К	Н	Н	
1940	Н	П	Н	Н	Д	Н	Н	П	Д	Н	Н	Д	
1941	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Д	
1942	Н	П	Н	Н	Н	Д	Н	Н	Н	Н	Н	Н	
1943	Р	Н	Н	Н	Н	Н	Р	Н	Н	Д	Д	Н	
1944	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	П	Н	Н	Н	Н	С
1945	Р	Н	Д	Н	Н	Н	Р	П	Д	Д	К	Д	
1946	П	ОР	ОК	Н	Н	К	П	Н	К	Н	Н	Н	
1947	Н	ОР	Н	Д	К	К	Н	Р	Н	Д	К	К	
1948	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Р	Н	Д	К	К	
1949	ОП	Н	К	К	Н	Н	ОП	Н	К	К	Н	Н	
1950	Н	П	Д	Н	Н	Д	Р	Н	Н	Н	Д	К	
1951	Р	Н	Д	Д	К	Д	Р	Н	Н	Д	К	Н	
1952	Н	Н	Н	Н	Д	К	Н	Н	Н	Н	Н	Д	
1953	Н	П	Д	К	Д	Д	Н	П	Д	К	Д	Д	Е
1954	П	Н	Н	К	Д	Н	П	Н	К	К	Д	Н	+
1955	Н	Н	Н	К	Д	Н	Н	Н	Н	ф/в	Д	Н	С
1956	ОР	Н	Д	Д	Н	К	ОР	Н	Д	Д	К	Н	
1957	Н	П	Н	Н	Н	Н	Н	П	Н	К	Д	Н	
1958	П	Н	К	Н	Н	К	П	Н	К	Н	Н	К	
1959	Н	П	Д	Н	Н	Д	Н	Н	Н	Н	Н	Н	
1960	П	Н	Н	К	К	Д	П	П	Д	Н	Н	Д	
1961	ОП	Н	К	Н	К	Д	—	—	—	—	—	—	
1962	ОР	Н	ОД	Д	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Н	Д	
1963	ОП	Р	ОК	К	К	Н	П	Н	К	К	Д	К	
1964	Р	Н	Н	Н	Н	Н	Р	Н	Н	Д	Н	Н	

Условные знаки.

Продолжительность лета и его фаз: К — короткая; Н — нормальная; Д — длинная.

Характеристика лета по началу и концу: ОР — очень раннее начало или конец; Р — раннее; Н — нормальное; П — позднее; ОП — очень позднее; ф/в — фаза выпадала; ЦЭ — циркуляционная эпоха.

жительности. Первая фаза чаще бывает короткой при запаздывающем или очень позднем начале лета.

В силу того, что район Усть-Озерного располагается близ границы с Восточной Сибирью, имеющей иной климат в сравнении с Западной, он отличается гораздо большим разнообразием сочетаний в продолжительности фаз, в начале и конце летнего сезона, и они имеют небольшую повторяемость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галахов Н. Н. Изучение структуры климатических сезонов года. М., Изд-во АН СССР, 1959.
2. Гирс А. А. Основные результаты исследования многолетних колебаний общей циркуляции атмосферы применительно к проблеме сверхдолгосрочных гидрометеорологических прогнозов. — «Труды I научной конференции по общей циркуляции атмосферы». М., Гидрометеоиздат, 1962.
3. Коженкова З. П., Рутковская Н. В. Климат Томской области и его формирование. — В сб.: Вопросы географии Сибири. Изд-во Томского ун-та, 1966.

ПОГОДНО-КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЗ ЛЕТНЕГО СЕЗОНА ГОДА В БАССЕЙНЕ р. КЕТИ

Н. В. РУТКОВСКАЯ

Климатические и погодные условия лета в бассейне реки Кети рассматриваются по материалам тех же двух станций Колпашево и Усть-Озерное и за тот же период (с 1935 по 1964 гг. включительно), что и его структура. Для климатической характеристики использованы данные справочников, погодные условия освещаются по материалам ежедневных данных. Для характеристики фаз лета в погодах воспользовались классификацией Е. Е. Федорова, Л. А. Чубукова (1963), но внесли в нее ряд дополнений. Группу погод с переходом через нуль и классы безморозной группы погод в зависимости от средней суточной температуры воздуха поделили на подклассы. Градацию температуры взяли через 5°. Для определения среднего и абсолютного максимума и минимума температуры воздуха за фазу при составлении каталога погод отмечали максимальные и минимальные температуры за сутки. В дни с осадками указывали их величину, определяли их сумму за фазу каждого года и выбирали суточный максимум. Для выяснения причин аномалии погодных условий фаз отдельных лет подсчитывали повторяемость основных форм циркуляции по классификации Г. Я. Вангенгейма (1946) для каждой фазы и лета в целом.

Лето в бассейне Кети начинается 26—27 мая и заканчивается 7—10 сентября. Средние декадные температуры в течение его (I) иллюстрирует табл. 1. От низовьев бассейна к его верховьям не только уменьшается продолжительность лета (со 107 до 103 дней), но и становятся ниже средние декадные температуры воздуха. В большинстве из декад эта разница составляет 0,6—0,9°. Только в первую декаду июня и сентября она значительно больше (1,4—1,3°). Объясняется это следующим. В

Таблица 1
Средняя декадная температура воздуха (°С) и количество осадков (мм)

Станции	Май			Июнь			Июль			Август			Сентябрь	Лето
	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I			
Температура														
Колпашево	10,0	13,4	15,8	17,3	18,3	18,6	18,1	16,6	15,0	13,2	11,3			
Усть-Озерное	9,4	12,0	14,9	16,7	17,6	17,8	17,4	16,0	14,3	12,4	10,0			
Осадки														
Колпашево	11	16	17	18	24	24	23	23	24	21	16	220		
Усть-Озерное	17	21	23	24	26	27	26	24	24	23	18	253		

Колпашеве наибольший рост температуры происходит от третьей декады мая к первой декаде июня, в Усть-Озерном по причине большей высоты места над уровнем моря и более позднего вхождения холодного воздуха из Арктики он запаздывает и отмечается от первой ко второй ее декаде. Подъем температуры продолжается до второй декады июля. Средняя температура воздуха за эту декаду изменяется от 18,6 до 17,8°. Затем начинается спад. В конце лета по причине тепляющего влияния водных масс Оби ее спад в Колпашеве происходит медленнее, чем в Усть-Озерном. Летом средняя суточная амплитуда температуры воздуха большая: при ясном небе (13,4—13,3°) уступает только марту — последнему зимнему месяцу; при полужасном небе она несколько меньше (около 10°) и при пасмурном — снижается до 7,7° в июне и 6,1° — в августе. Зато средняя междусуточная изменчивость температуры воздуха в июле и августе наименьшая в году — всего 1,6—1,7°. Суммы средних суточных температур выше 10° за лето от низовий бассейна к его верховьям уменьшаются с 1640 до 1570°, а выше 15° — от 1050 до 1000°. В сравнении с южными районами Томской области первые ниже соответственно на 140—210°, вторые — на 110—160°. Средняя дата последнего заморозка в воздухе в Колпашеве падает на 24 мая, самая ранняя — на 7 мая (1956), самая поздняя — на 14 июня (1959), первого заморозка соответственно — на 15 сентября, 20 августа (1959) и 11 октября (1932). В Усть-Озерном средняя дата последнего заморозка бывает на 2 дня позже, а первого — на 8 дней раньше, поэтому средняя продолжительность безморозного периода от низовий к верховьям бассейна уменьшается с 113 до 106 дней, соответственно наибольшая с 145 до 127 дней, а наименьшая увеличивается с 66 до 79 дней. Средние даты последнего заморозка на почве бывают позже, чем в воздухе, на 8—9 дней, а первого раньше на 2 дня. Продолжительность безморозного периода на поверхности почвы еще меньше, чем в воздухе: в Колпашеве 103, в Усть-Озерном 94 дня. В среднем многолетнем выводе за лето выпадает от 220 мм осадков в низовьях бассейна, до 253 мм — в верховьях, наиболее влажными являются июль и август, а самой влажной — вторая декада июля (табл. 1).

В течение лета выделяется 3 фазы: «умеренно прохладное лето», «умеренно теплое лето» и «спад лета». Первая длится всего 19 дней. Начинается она 26—27 мая и заканчивается 14—15 июня. Вторая фаза, самая длинная (от 58 до 60 дней), охватывает вторую половину июня, июль и первую часть августа. Заключительная фаза — «спад лета» — длится 26—28 дней. Начинается она 12—13 августа и оканчивается — 7—10 сентября.

Начало фазы «умеренно прохладное лето» знаменуется устойчивым переходом средней суточной температуры воздуха через 10°, наибольшей повторяемостью дней с С формой (за фазу 37—43%) и наименьшей W—24—26%. Из-за быстрого подъема температуры эта фаза самая короткая и сухая. На ее долю от летних осадков приходится 18—19%. Избыточно влажные дни (с относительной влажностью 80% и более в 13 часов), так же как и сухие (с относительной влажностью 30% в любой из сроков), отмечаются редко (в среднем 2—3 раза). В эту фазу еще бывают погоды с переходом через 0° (1—3%), и хотя средняя минимальная температура положительная (2,4—2,6°), абсолютный минимум имеет отрицательные значения: при этом в Колпашеве, расположенном на берегу такой крупной реки, как Обь, он составляет только —1,8°, а в Усть-Озерном, расположенном в верховьях р. Кети, уже —3,7°, т. е. почти в два раза ниже. В рассматриваемое тридцатилетие минимальная температура воздуха опускалась ниже 0° в эту фазу в Колпашеве 5 раз (1950, 1951, 1959, 1962, 1964 гг.), а в Усть-Озерном даже 8 раз (1938, 1943, 1950, 1951,

1952, 1956, 1962, 1964 гг.). Амплитуда минимальных температур в Колпашеве в два раза меньше в сравнении с Усть-Озерным. Средний максимум имеет высокие значения (около 26°), а абсолютный в Колпашеве достигал $30,0^{\circ}$ (1952, 1964 гг.), а в Усть-Озерном даже $31,2^{\circ}$ (1959 г.). В середине фазы «умеренно прохладное лето» средние суточные температуры поднимаются до 13° и в конце приближаются к 15° . Ночи бывают преимущественно прохладные (с температурой воздуха от $5,1$ до 10°). На их долю от общего количества приходится 41—46%. Второе место по повторяемости (33—35%) занимают теплые ночи (с температурой воздуха от $10,1$ до 15°). Процент очень теплых ночей (с температурой $\geq 15^{\circ}$) увеличивается от 6 в Усть-Озерном до 10 в Колпашеве. Повторяемость холодных ночей (с температурой $\leq 5^{\circ}$) на обеих станциях одинакова и почти в два раза больше (14%), чем теплых.

Больше половины дней этой фазы (54% в Колпашеве и 57% в Усть-Озерном) приходится на дни со средней суточной температурой воздуха от $10,1$ до 15° . Из них ясными и облачными днем бывает только 23%. В Колпашеве примерно такой же процент приходится на дождливые дни. В Усть-Озерном на классы дождливой и пасмурной погоды с этим интервалом температуры падает по 17%. От класса ясной и облачной днем погоды к классу дождливой растет повторяемость прохладных дней (с температурой воздуха от $5,1$ до 10°) от 3—5 до 6—9%. Наоборот, повторяемость теплых дней (с температурой $\geq 15,1^{\circ}$) увеличивается в противоположном направлении с 5—7 до 15—16%. В отдельные годы продолжительность этой фазы, ее режим увлажнения и температурные показатели значительно отличаются от описанных выше средних. Между ними существует следующая зависимость.

1. При господстве С формы циркуляции в начале лета на рассматриваемую территорию имеет место вынос тепла из Казахстана, рост средних суточных температур идет интенсивно, вскоре после устойчивого ее перехода через 10° происходит переход и через 15° , фаза «умеренно прохладное лето» бывает очень короткой (до одной пентады и менее, 1939, 1954 гг.) или даже совсем выпадает (1955 г. Усть-Озерное). Очень короткой первая фаза была особенно часто в верховьях бассейна р. Кети (в 20% от общего количества лет) в 1953, 1957, 1963 гг. и названных ранее.

2. При чередовании в начале лета С формы циркуляции с W эта фаза продолжается уже от 6 до 14 дней, т. е. бывает короткой, а ее увлажнение — недостаточным или нормальным. Короткой и недостаточно увлажненной первая фаза во всем бассейне р. Кети была 3 раза (1939, 1949 и 1953 гг.).

В эти годы на станции Колпашево в первую фазу на облачную днем и ясную погоды падало 66%, на пасмурную — 19% и дождливую — 15%. Дни со средней суточной температурой от $10,1$ до $15,0^{\circ}$ от общего количества составляли 53%, с температурой $\leq 10^{\circ}$ — 27% и с температурой $\geq 15,1^{\circ}$ — только 20%; минимальная температура воздуха ни разу не опускалась ниже нуля, максимальная в среднем составляла 25° и изменялась в интервале от 22 до 30° ; средняя величина суточного максимума осадков достигала всего 4,4 мм.

Погодные условия коротких и недостаточно увлажненных первых фаз лета на станции Усть-Озерное отличаются следующим: 1) повышенной повторяемостью пасмурной погоды (37%) за счет ясной и облачной днем; 2) почти в два раза меньшей средней величиной суточного максимума осадков; 3) повышенной повторяемостью (до 61%) дней со средней суточной температурой в пределах от $10,1$ до 15° за счет более холодных.

Короткой и достаточно увлажненной первая фаза являлась на обеих станциях в 1935 г., в Колпашеве еще в 1963 г. На первом месте по повторяемости (45%) в эти фазы была дождливая погода, на втором (33%) — ясная и облачная днем, на третьем (22%) — пасмурная. Средняя величина суточного максимума осадков составляла около 6 мм. Термический режим их был более высоким. В Колпашеве на дни со средней суточной температурой $\geq 15^\circ$ падало 30%, а в Усть-Озерном даже 42%, а с температурой $\leq 10^\circ$ соответственно 6 и 9%.

Длинной первая фаза бывает при очень раннем, раннем или нормальном начале. В случае раннего начала фазы в первую ее половину над северным полушарием развивается меридиональная форма циркуляции или наблюдается чередование С с W, а затем длительное время развивается форма E (1945, 1956 гг.) или E комбинируется с замедленными формами западного переноса (W ст. II и III). При нормальном начале фазы в течение ее резко преобладает E форма циркуляции. Например, в 1936 г. I фаза длилась 35 дней, из них 27 дней было с E формой циркуляции. По увлажнению она может быть или нормальной или избыточно влажной. Только один раз в рассматриваемые 30 лет, в 1936 году, на станции Колпашево она была недостаточно увлажненной.

Погодные условия длинной избыточно влажной первой фазы таковы: на долю дождливой погоды приходится наибольший процент от общего количества дней (45), но ясных и облачных днем все же много (37), на погоду с переходом средней суточной температуры воздуха через нуль падает 1—2%. Минимальные температуры не ежегодно опускаются ниже нуля. Наиболее низки их значения в Усть-Озерном (1956 г. — $3,2^\circ$). Максимальные температуры возможны до $28—29^\circ$. На дни со средней суточной температурой воздуха от $10,1$ до 15° приходится около 50%, а с температурой выше 15° почти в 2 раза больше, чем ниже 10° . Средняя величина суточного максимума осадков в Усть-Озерном очень высока — 31 мм, в Колпашеве почти в 2 раза меньше.

Погодные условия длинной нормально увлажненной первой фазы иные. На первом месте по повторяемости на обеих станциях стоят ясная, облачная днем погоды (36—48%). Повторяемость дождливой и пасмурной в Усть-Озерном почти одинакова (30—31%), в Колпашеве на дождливую приходится 30%, а на пасмурную — только 21%. Погода с переходом через нуль градусов в верховьях Кети повторяется в три раза чаще (3%), чем в низовьях. В сравнении с длинной избыточно увлажненной первой фазой повторяемость теплых дней (с температурой воздуха $\geq 15^\circ$) уменьшается до 31%, а холодных (с температурой $\leq 10^\circ$) увеличивается до 27% в Колпашеве и 32% — в Усть-Озерном.

Начало фазы «умеренно теплое лето» знаменуется устойчивым переходом средней суточной температуры воздуха через 15° . Это самая длинная и теплая фаза. В среднем на нее падает от 59 до 61% летних осадков. Количество избыточно влажных дней увеличивается: в Колпашеве до 8, в Усть-Озерном до 4; а сухих: в первом пункте опускается до одного, во втором возрастает до 5. Погоды с переходом температуры через нуль градусов для этой фазы не характерны. Абсолютный минимум в Колпашеве положительный. Он наблюдался 18/VI 1953 г. и составил $0,3^\circ$. В Усть-Озерном его значения отрицательны, но выше, чем в фазу «умеренно прохладное лето». Он отмечался 17/VIII 1958 г. и был равен $-1,1^\circ$. Больше ни разу за рассматриваемые 30 лет его значения не опускались ниже нуля. Средний минимум за эту фазу изменялся от $4,2$ до $4,6^\circ$. Средний максимум имел еще более высокие значения: $30,5^\circ$ (Колпашево), $32,2^\circ$ (Усть-Озерное) — а абсолютный достигал в первом пункте 13/VII 1964 г. $33,4^\circ$, во втором — 18/VI 1958 г. $35,8^\circ$. В эту фазу заметно

теплее становятся ночи. В среднем за 30 лет первое место по повторяемости занимают уже теплые ночи (48—50%), на втором стоят очень теплые (40—33%) и только на третьем — прохладные (12—16%). На холодные ночи в Усть-Озерном приходится только 1%, а в Колпашеве еще меньше. Они отмечались в первом пункте в 10 годах, во втором — только в 6.

В безморозной группе погод 79 (Колпашево) — 77% (Усть-Озерное) приходится на дни со средней суточной температурой воздуха от 25 до 15,1°. Из них 36—42% составляют классы ясной и облачной днем погоды, 22—23% — дождливой и 15—18% — пасмурной. На дни с температурой, равной или выше 25,1°, падает только 1%, который целиком относится к классу ясной погоды. На дни со средней суточной температурой от 10 до 5,1° приходится 20—21%. Из них доля ясной и облачной днем погоды составляет 5%, пасмурной — 7% и дождливой — 8—9%. В Усть-Озерном 1% приходится еще на дни с дождливой погодой, средняя суточная температура которых изменяется от 5,1 до 10°.

Увлажнение и погодные условия фазы «умеренно теплое лето» от года к году значительно меняются, особенно когда аномальное развитие получает или какая-нибудь одна из основных форм циркуляции, или какие-нибудь две за счет третьей. От первой фазы ко второй средняя повторяемость основных форм циркуляции меняется мало. Обе они протекают под преобладающим влиянием С формы.

Из 30 лет в 16—19 годах вторая фаза имела нормальную продолжительность. В большинстве из них увлажнение фазы тоже было нормальным. В нормальные по продолжительности и увлажнению вторые фазы (1937, 1938, 1939, 1942, 1944 гг. и др.) повторяемость основных форм циркуляции и погодных условий была близкой к средней (С — 36, Е — 38, W — 26% от общего количества дней фазы). В пяти годах в Усть-Озерном и четырех — в Колпашеве вторые фазы лета были избыточно влажными. Например, во всем бассейне в 1943 и 1959 гг. В нормальные по продолжительности избыточно влажные вторые фазы наблюдалось резкое увеличение повторяемости или С формы циркуляции (до 50—58% 1943 г.) за счет Е, или Е (до 50—51% 1959 г.) за счет W. Процент дождливой погоды возрастал до 43—44: в верховьях бассейна по причине сокращения ясной и облачной днем, а в низовьях — пасмурной погоды.

Вторая фаза при нормальной продолжительности недостаточно увлажненной была: в Колпашеве только один раз — в 1964 г., а в Усть-Озерном три раза, еще в 1958 и 1962 гг., когда повторяемость дождливой погоды падала до 21—26%.

Суточный максимум осадков во вторую фазу достигал очень больших значений: в Колпашеве 44,0 (1949 г.), в Усть-Озерном 95,7 мм. Минимальная температура только один раз в 1958 г. в Усть-Озерном опускалась ниже нуля. В этом году вторая фаза была недостаточно увлажненной.

Короткой во всем бассейне фаза была в 1936, 1947 и 1951 гг., в Усть-Озерном в 1948, в Колпашеве в 1960, 1961 и 1963 гг. По увлажнению они были преимущественно нормальными. В короткие нормально увлажненные II фазы повторяемость ясной и облачной днем погоды приближается: в Усть-Озерном к 50, в Колпашеве к 60, а в недостаточно увлажненные в последнем даже до 70% при резком сокращении пасмурной погоды. За счет высоких дневных температур дней со средней суточной температурой $\leq 15^\circ$ бывает мало. От общей продолжительности фазы они составляют 6—11% при недостаточном увлажнении ее и 12—18% — при нормальном. Короткой и избыточно увлажненной вторая фаза отме-

чалась только в Колпашеве в 1936 и 1947 гг., когда повторяемость ясной и облачной днем, пасмурной и дождливой погод была почти одинаковой. В 1936 г. увлажнение ее было избыточным по причине увеличенной повторяемости как E (на 10%), так и W (на 12%) форм циркуляции, а в 1947 г. за счет C (на 22%).

Длинной вторая фаза во всем бассейне отмечалась три года подряд — 1953, 1954, 1955, в низовье — еще в 1940 и 1952 и в верховье — в 1941, 1950, 1957, 1963 гг. Если в Усть-Озерном в большинстве лет (кроме 1955) ее увлажнение было нормальным, то в Колпашеве — недостаточным (1952, 1953, 1955 гг.). В первом из названных лет аномальное развитие получала W форма циркуляции (на 16% больше нормы) за счет E, во втором и третьем E (на 12%) за счет C. Повторяемость дождливой погоды составляла всего 20%, в то время как облачной днем — около 50%, но дней со средней суточной температурой ниже 15° было сравнительно много (на них приходилось около 30%), минимальные же температуры не опускались ниже нуля. Величины суточных максимумов осадков колебались в больших пределах — от 15,9 до 29,8 мм.

В годы длинной и нормально увлажненной второй фазы процент дождливой погоды возрастал до 33, а ясной и облачной днем опускался до 40.

Фаза «спад лета» характеризуется иной повторяемостью основных форм циркуляции в сравнении с умеренно теплым летом: возрастает частота как W (на 5—6%), так и особенно E (на 8—9%) за счет C. Уменьшается и приток тепла от солнца. По этим причинам ночи чаще (в 46—41%) бывают прохладными, а иногда даже холодными (в 11—7%). От второй к третьей фазе особенно резко уменьшается повторяемость очень теплых ночей с 33—40 до 5—6%, тогда как заметное сокращение теплых наблюдается только в Усть-Озерном (с 50 до 38%), в Колпашеве их повторяемость почти не меняется. Около одного процента приходится на группу погод с переходом температуры через нуль градусов. Минимальные температуры воздуха за рассматриваемые 30 лет опускались в эту фазу ниже нуля в 6—7 годах (во всем бассейне в 1940, 1953, 1957 гг.). В безморозной группе погод на дни со средней суточной температурой воздуха от 10,1 до 15° приходится от 69% в Колпашеве до 71% в Усть-Озерном. Из них большая часть падает на класс дождливой погоды (соответственно 25—32%), меньшая — на ясную и облачную днем (20—19%). В классах пасмурной и дождливой погоды повторяемость дней с температурой от 5,1 до 10° в два раза больше (6%), чем с температурой от 15,1 до 20°, тогда как в ясном и облачном днем — наоборот. Средние суточные температуры выше 20,1° наблюдаются чрезвычайно редко, очень сухие дни тоже (в Колпашеве ни разу за 30 лет). За фазу бывает около 4-х влажных дней, в отдельные годы в 2-3 раза больше. Суточный максимум осадков за рассматриваемый период составил: в Усть-Озерном — 36,7 мм (1952), в Колпашеве — 44,7 (1944). Абсолютный минимум температуры воздуха соответственно —3,6 и —1,9° (1957), абсолютный максимум был равен 28,2° (1944), 25,9° (1957). Последний ниже в сравнении и с первой, и второй фазами.

Перейдем к анализу особенностей погодных условий и увлажнения этой фазы в отдельные годы. Короткой третья фаза во всем бассейне была в 1935, 1938, 1947, 1958 гг., в Колпашеве еще в 1952 и 1956 гг., в Усть-Озерном — в 1948, 1950, 1963 гг. Вероятно, целесообразно считать, что фаза выпадала, когда ее продолжительность была 5 дней и менее. Из всех фаз в эту наиболее часто характер увлажнения низовий и верховий бассейна был отличным: в первом районе из-за редких (1958) или сла-

бых (1948) осадков наиболее часто — недостаточным, во втором — нормальным или избыточным за счет большей повторяемости дождливой погоды (75%, 1948).

ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматический справочник по Томской области. Л., Гидрометиздат, 1960.
2. Вангенгейм Г. Я. Колебания атмосферной циркуляции над северным полушарием. — «Известия АН СССР», сер. геофиз. и географ., № 5, 1946.
3. Справочник по климату СССР. Вып. 20. Температура воздуха и почвы. Л., Гидрометеиздат, 1965.
4. Федоров Е. Е., Чубуков Л. А. Основы комплексной климатологии, ее развитие и современное состояние. — В сб.: Вопросы комплексной климатологии. М., Изд. АН СССР, 1963.

ЯВЛЯЛАСЬ ЛИ КУРАЙСКАЯ КОТЛОВИНА ЛЕДОЕМОМ?

П. А. ОКИШЕВ

Впервые мысль о возможном существовании в четвертичное время ледоема в пределах Курайской котловины на Алтае была высказана Б. Ф. Сперанским в 1937 г. [6]. Но в своей работе Сперанский не приводит прямых доказательств существования ледоема, а приходит к такому выводу на основании косвенных признаков и анализа общих особенностей геоморфологии района.

В 1958 г. геологи ВАГТа Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец опубликовали работу «Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая» [4], в которой отрицают заключения Б. Ф. Сперанского. По их данным, Курайская котловина никогда не была ледоемом. Аналогичное мнение было высказано в 1960 г. в докладе О. А. Раковец, Г. А. Шмидт и Е. В. Девяткина на Всесоюзном геоморфологическом совещании [1, с. 66]. В 1963 г. выходит коллективная работа Е. В. Девяткина, Н. А. Ефимцева, Ю. П. Селиверстова и И. С. Чумакова [2], посвященная ледоемам Алтая. В ней авторами рассматриваются различные признаки бесспорных ледоемов, в частности Джулукульской котловины, и отмечается, что в Курайской котловине никаких признаков сплошного оледенения нет. Наиболее подробно геоморфология и стратиграфия четвертичных отложений Курайской котловины рассматривается в монографии Е. В. Девяткина «Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая» [1]. Согласно данным Девяткина, максимальным на Алтае было нижнеплейстоценовое оледенение. Однако даже в этот период Курайская котловина не заполнялась льдом. Е. В. Девяткин отмечает, что конечные морены нижнеплейстоценовых ледников лежат на отметках около 1800 м на южном склоне Курайского хребта и 1650 м — на северном склоне Северо-Чуйского хребта. Морены этого возраста, по Е. В. Девяткину, террасированы водами постмаксимального приледникового озера, заполнявшего Курайскую котловину.

С мнением Е. В. Девяткина полностью согласен Л. Н. Ивановский [3], который указывает, что в пределах Курайской котловины морены, несущие следы озерной террасированности, являются моренами I фазы, и признаков более широкого распространения оледенения на Алтае нет или они являются спорными.

В 1968 г. нами проведено более или менее детальное обследование Курайской котловины, в результате которого мы считаем возможным поставить под сомнение категоричные отрицания заполнения Курайской котловины льдом. Правда, здесь нет того набора признаков, которым характеризуется, например, Джулукульская котловина как типичный ледоём, однако имеются такие образования, объяснение генезиса кото-

рых негляциальными факторами представляется невозможным. На характеристике этих образований мы ниже и остановимся.

1. На северо-восточном склоне цепочки останцовых холмов в междуречье Актру и Тете имеются кулисообразно расположенные, вытянутые в северо-восточном направлении гряды длиной 100—150 м, относительной высоты 5—7 м, сложенные с поверхности разноокатанным галечником с редко разбросанными валунами (рис. 1). Состав обломочного материала несет явные следы водной обработки, однако пространст-



Рис. 1. Краевые образования древнего ледника в Курайской котловине

венное положение и морфология этих образований не позволяют отнести их к речным или озерным отложениям. Несмотря на то, что уровень озера, оставившего следы в восточной части Курайской котловины, мог достигать отметки, на которых располагаются рассматриваемые гряды, попытка увязки их с существованием озера отпадает.

Необъяснимо образование гряд и с точки зрения миграции речных потоков. Как видно на рис. 1, гряды тянутся не параллельно водоразделу, а под углом спускаются от водораздельной линии останцовых холмов к более пониженной части Курайской котловины. Такой характер расположения валунно-галечных гряд позволяет рассматривать их как образования, связанные с аккумуляцией материала водно-ледниковыми потоками в краевых трещинах восточной окраины ледникового поля, переполнявшего тектоническую депрессию в нижней части долины Актру. На присутствие здесь ледника указывает и полировка выходов коренных пород, представляющих гребневую линию цепочки останцовых холмов.

2. На южном склоне таких же останцовых холмов, лежащих к западу от долины Актру, сохранились четкие следы экзарационного воздействия ледника в виде гигантских «бараньих лбов» (рис. 2). Оглаженность скальных выступов настолько великолепна, что еще издали привлекает внимание исследователя.

3. Далее к западу от только что описанного участка, приблизительно в 1—1,5 км, в расширенной части останцово-холмистого рельефа имеется долиноподобное понижение меридианального направления. На всем своем протяжении эта ложбина оказывается значительно поднятой над приустьевой частью долины р. Корумду и полого наклонена в сторону долины р. Чуи. Днище ложбины выполнено слабо окатанным галеч-



Рис. 2. «Бараньи лбы» на останцовых холмах в левобережье нижнего течения р. Актру.

ником, на поверхности которого встречаются эрратические глыбы разных размеров, принесенные из осевой части Северо-Чуйского хребта. Принос сюда эрратического материала можно объяснить и плавающими в приледниковом Курайском озере «айсбергами», которые могли откалываться от спускавшихся в озеро ледников. Но дело в том, что в устьевой части ложбины на ее борту имеются валунно-галечные гряды, аналогичные описанным в п. 1.

4. В восточной части Курайской котловины морфологических признаков распространения ледников далеко в котловину нет. Тем не менее в обнажениях террас р. Чуи под 1,5-метровой толщиной речных галечников лежат неслоистые валунные суглинки (рис. 3). Среди валунов встречаются выветрелые до такой степени, что крошатся при легком ударе молотком. Отмеченные валунные суглинки прослежены нами по долине р. Чуи на всем участке выше моста. Приблизительно в 10 км выше моста в устьевой части одного из сухих ложков морена лежит на выступе коренных пород. Мощность морены здесь составляет 12—15 м. По личному сообщению Л. Н. Ивановского, в 1968 г. часть обнажения валунных суглинков была им осмотрена вместе с О. А. Раковец. На основании произведенного осмотра они пришли к заключению, что, по крайней мере, до моста через р. Чую ледник распространялся и в восточной части Курайской котловины.

5. В северной части Курайской котловины распространение моренных отложений не ограничивается только устьевыми частями долин, расчленяющих южный склон Курайского хребта. На северо-восточной окраине пос. Курай и сразу же за трактом в районе этого поселка нами были осмотрены искусственные выемки. Оказывается, что весь этот уча-

сток сложен валунными суглинками (рис. 4). В пределах поселка морена сильно денудирована, и лишь скопление валунов на поверхности выдает ее присутствие. За трактом морена выражена в рельефе в виде пологого куполообразного холма, с севера перекрытого делювиально-пролювиальным шлейфом.



Рис. 3. Обнажение валунного суглинка в террасе р. Чуи



Рис. 4. Валунные суглинки в районе с. Курай

6. Весьма интересным и спорным объектом являются меридионально направленные гравелисто-галечниковые гряды на правобережье в приустьевой части р. Тете и в левобережье этой реки к востоку от перевальной базы альпинистского лагеря «Актру», где гряды имеют ССВ направление. Гряды субпараллельны между собой, высота их постепенно увеличивается с удалением от склона Северо-Чуйского хребта. Межгрядовые понижения в ряде случаев представляют собою цепочку замкнутых вытянутых ложбин, ограниченных перемычками, соединяющими гряды. Межгрядовые понижения выполнены бурым карбонатным мелкоземом, а встречающиеся валуны и глыбы приурочены к гребневой части гряд.

В 1961 г. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец [5] высказали мысль, что эти гряды представляют собой «гигантскую поперечную рябь» некогда существовавших мощных восточных течений, направленных в сторону великих монгольских впадин. Но, как мы уже отметили выше, если в правобережье р. Тете эти гряды имеют меридиональное направление, то ближе к склону Северо-Чуйского хребта в левобережье р. Тете гряды вытянуты в ССВ направлении, и «восточные течения» здесь должны были бы упереться в высокие отроги хребта. Е. В. Девяткин [1] справедливо отвергает подобное объяснение генезиса описываемых образований. Вместе с тем мы считаем недостаточно обоснованным мнение Девяткина о том, что эти гряды являются результатом водного расчленения флювиогляциального конуса, примыкающего к нижнеплейстоценовым моренам. Дело в том, что в плане рисунок системы гряд и разделяющих их ложбин совсем не характерен для радиально-струйчатого рисунка флювиогляциальных конусов, каким характеризуется, например, конус в устье долины р. Курайки на противоположной стороне котловины. Далее. В ряде случаев межгрядовые понижения перегорожены упоминавшимися уже поперечными перемычками и представляют собою цепочки замкнутых ложбин. Целая серия гряд с разделяющими их понижениями в периферийной части упирается в скалистый останец, и около останца не обнаруживается каких-либо признаков его обтекания водными потоками. Более того, около останца глубина межгрядовых понижений уменьшается, и вся эта система постепенно теряется на склоне. Наконец, интересна и такая деталь. Весь валунно-глыбовый материал на участке котловины, занятом описываемыми образованиями, приурочен не к межгрядовым ложбинам, как это должно было бы быть при эрозионном расчленении флювиогляциального конуса, а лежат исключительно на вершинах гряд. Межгрядовые же понижения выполнены мелкоземом. Представляется весьма искусственным объяснение Е. В. Девяткиным и асимметричности поперечного профиля гряд за счет разного экспозиционного увлажнения.

Рассмотренные особенности морфологии грядово-ложбинного рельефа наводят на мысль о том, что данный рельеф является инверсионным.

Как мы уже отметили выше, в пределах Курайской котловины имеется ряд признаков более широкого распространения ледников, чем это принято считать в настоящее время. Мы полагаем, что в рассматриваемой части Курайской котловины существовало в четвертичное время обширное поле ледника подножья, образовавшегося в результате слияния всей системы долинных ледников на участке от долины Актру на западе до долины Тете на востоке. В связи с уплощенностью дна котловины в этой части ледник подножья представлял собою довольно плоское, слабо наклоненное на север поле, распространявшееся по крайней мере до упоминавшегося выше останцового холма. На поверхности этого ледникового поля образовалась система наледниковых потоков, в русле которых накапливался флювиогляциальный материал. Сюда же скаты-

вались и неокатанные обломки поверхностной морены. По мере уменьшения мощности ледникового поля русла наледниковых водотоков опускались, расширялись, а междрусловые пространства сокращались. Дальнейшая деградация оледенения привела к тому, что это ледниковое поле превратилось в массу «мертвого» льда. Плоский характер его поверхности не способствовал развитию бурных водотоков и выносу обломочного материала. Эти водотоки лишь обрабатывали и частично переотлагали поступающий в русло материал. Дифференциация сокращавшихся ледников привела к образованию новых русловых потоков в пределах современных долин рек Тете и Актру. Остатки ледника подножья постепенно растаяли, а на месте бывших русел наледниковых водотоков образовались гряды за счет спроектировавшихся на поверхность котловины русловых отложений, а на месте постепенно сужавшихся ледяных водоразделов образовались ложбины. Впоследствии эти ложбины были частично заполнены мелкоземом в результате развития склонового смыва с инверсионных гряд.

Такое представление истории формирования грядово-ложбинного рельефа в правобережье р. Тете объясняет все особенности его морфологии. В частности, тогда становится объяснимым характер связи гряд со склоном скалистого останца, причины существующих поперечных перемычек между грядами (на месте поперечных трещин в леднике), заполнение межгрядовых понижений не русловыми отложениями, а мелкоземом, и сложение гряд грубым, более или менее окатанным материалом. С этой точки зрения объясняется и приуроченность валунно-глыбового материала не к межгрядовым понижениям, а непосредственно к грядам.

Изложенные материалы свидетельствуют о том, что категорические отрицания существования Курайского ледоёма в четвертичное время должны быть поставлены под сомнение и необходимы дальнейшие исследования. Окончательно эта проблема может быть решена на основании анализа данных буровых работ, проводящихся в настоящее время в Курайской котловине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника юго-восточного Алтая. М., «Наука», 1965.
2. Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. Еще о ледоёмах Алтая. — Труды Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 22, 1963.
3. Ивановский Л. Н. Ледниковые формы рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967.
4. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. — Труды Всесоюзн. аэрогеолог. треста, вып. 4, 1958.
5. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 3, Изд-во АН СССР, 1961.
6. Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории юго-восточного Алтая. — «Вестник Зап.-Сиб. геол. треста», № 5, Новосибирск, 1937.

ЭРРАТИЧЕСКИЕ ВАЛУНЫ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПРОБЛЕМЫ

А. А. ЗЕМЦОВ

Часть первая

*Откуда же, из каких стран занесены к нам эти
загадочные камни? Где настоящая их родина?*

Г. Е. Щуровский, 1856

Для четвертичных отложений севера Западной Сибири характерно наличие валунов преимущественно кристаллических пород. В рыхлом осадочном чехле мезозоя, палеогена и неогена, имеющем мощность 2—3 км и залегающем на палеозойском фундаменте плиты, валунов нет. Возникает вопрос — или это обломки пород фундамента, возможно, выходящие на дневную поверхность, или они занесены с соседних гор, где развиты преимущественно кристаллические породы, более или менее окатанные обломки которых и есть эрратические валуны. Они издавна привлекали внимание натуралистов и описывались под различными названиями — «каменья», «булыжник», «заносные» и «дикие камни». Однако изучение валунов в Западной Сибири началось сравнительно недавно. Если для Русской равнины граница их распространения была намечена Г. Е. Щуровским еще в 1856 г., а С. Н. Никитиным в 1885 г. уточнена, то для Западной Сибири такая граница была проведена В. И. Громовым, В. А. Обручевым и Я. С. Эдельштейном лишь в 30-х годах XX в., то есть почти на 80 лет позже. К 50-м годам итоги многолетних исследований валунов и их петрографического состава подведены Н. А. Нагинским (1959). В предлагаемой работе нами обобщаются материалы личных многолетних исследований, а также материалы, собранные многими геологами за последние 20 лет.

Из истории исследования

В дневниках русского посла Н. Г. Спафария, путешествовавшего в 1675 г. в Китай, содержатся первые сведения о наличии эрратических валунов в пределах севера Западно-Сибирской равнины. Осмотрев береговые яры у с. Самарово, в устье р. Иртыша, Н. Г. Спафарий писал: «А Самаровские горы зело высоки и круглы суть... И горы неплодны, и на них болота и озера есть, и камень мелкой...» (1882, с. 40), однако «река Обь не каменистая, береги все земляные, и нигде каменья нет» (1882, с. 70).

Есть сведения о каменьях в низовьях р. Оби у В. Ф. Зуева, участника экспедиции П. С. Палласа (1776). А. Эрман в 1828 г. наблюдал у с. Самарово валуны зеленокаменных пород, которые, по его мнению, принесены не с Алтая, а с Урала. Позднее П. А. Словцов в геологическом строении севера равнины выделял «...осадочные глины то с галькой, то с песками перемешанные, пласты кварцевого песка, выказывающиеся в берегах Оби, каменные валуны, в них же замытые...» (1844, с. 194, 195).

На восточном склоне Северного Урала Э. Гофман (1856) видел холмы из округленных валунов, которые, как он полагал, были снесены с гор весенними водами, но не являлись следствием древних ледников. На валунах не были замечены полировка и борозды. Н. А. Абрамов писал: «...большими грудами лежат по берегу Оби (в низовьях. — А. З.) различной величины камни кремнистого песчаника, проникнутого слюдой и железной окисью» (1857, с. 436).

Н. А. Костров (1857) приводит выписки из дневников Давыдова и Берестова, которые обследовали в 1818 г. р. Пакулиху, левый приток нижнего Енисея, водораздельные озера и р. Таз на северо-востоке Западно-Сибирской равнины. У озера Нюнельто они видели «берега инде камень, инде пологи». В низовьях Енисея и на Таймырской низменности А. Ф. Миддендорф (1861) наблюдал большие скопления кристаллических валунов, которые разнесены были морскими льдами. Он отвергает представления Мурчисона, Кайзерлинга и Гофмана, которые считали, что к востоку от Урала Сибирь совершенно свободна от валунов и щебня дрифтового наноса.

Ю. И. Кушелевский (1868) отметил на севере Обь-Енисейского междуречья высокие холмы с заносными камнями гранита, песчанистого сланца и раковистого известняка. А. П. И. Третьяков (1869) считал, что часто встречающиеся на левобережье Енисея, в бассейне р. Турухан, в глинах камни и булыжник, занесены сюда во время ледохода реками с правобережья Енисея.

И. А. Лопатин, наблюдая изборожденные и шлифованные валуны и утесы по берегам Енисея, пришел к выводу, что «валуны попали на дно морское при таянии плавучих льдин, несших на себе означенные валуны» (1871, с. 324). Ф. Б. Шмидт (1872) принял галечные холмы в тундрах низовьев Енисея за остатки морского галечника, впоследствии размытого проточными водами.

В низовьях рр. Иртыша и Оби И. С. Поляков видел в обских ярах рыхлые отложения «иногда с валунами кристаллических пород, то округленных, то угловатых, представляющих по временам гладкие поверхности с ледниковыми шрамами» (1877, с. 28). Валуны принесены с Урала ледниками, спускавшимися в водоем. Затем на льдинах они разносились по водоему и отлагались на его дне. Иного мнения придерживался О. Финш (1879, 1882), наблюдавший в нижнем течении р. Оби отмели, часто покрытые множеством мелких и крупных, даже целыми глыбами камней гранита, сиенита, сланца, порфира, кремнистого сланца, роговика, авантюрина и сердолика. Эти глыбы принесены, как он утверждал, речным льдом. Однако когда О. Финш побывал в с. Самарово и посетил здесь высокие яры, то был крайне поражен, ибо здесь «вдоль берега, как и на Оби, встречается множество различных голышей, окрашенных окисью железа, которые, однако, не все занесены сюда льдом, так как я, к величайшему своему удивлению, находил их и на вершинах прибрежных холмов» (1882, с. 545).

Изучая пределы распространения ледниковых следов в центральной России и на Урале, С. Н. Никитин (1882) пришел к выводу о несомненном оледенении северного Урала. Однако ему было неизвестно, насколько далеко ледники спускались с восточного склона Урала. По данным же Полякова, они достигали долины нижней Оби. Что касается всего севера Западной Сибири, то, согласно Миддендорфу и Шмидту, там нет валунных образований, подобных Русской равнине, нет и эрратических валунов. Последний вывод С. Н. Никитина не обоснован. Ученые, на труды которых он ссылается, посетили только низовья Енисея, где действительно широко распространены морские отложения с валу-

нами. Громадные же пространства севера Западной Сибири были совершенно не изучены. Имевшиеся сведения в литературе о «каменьях» и валунах, по-видимому, не были известны С. Н. Никитину или же игнорировались им, как не заслуживающие внимания.

Е. С. Федоров (1887, 1889) на севере приуральской части Западно-Сибирской равнины описал песчано-глинистые отложения с громадным количеством валунов. Размеры их достигали 3 саж., а обычно 2—3 аршина в поперечнике. В составе валунов преобладал среднезернистый гранито-гнейс, характерный для восточного склона Урала. Найден также грандиозный валун, состоящий из пород гребня Урала. По свидетельству Е. С. Федорова, мелкие валуны состоят из всех пород, слагающих Урал: диабазов и афонитов, почти всех главнейших типов уральских сиенито-гнейсов; наиболее часты роговообманковые. По сравнению с валунами Русской равнины эти валуны более угловаты и менее окатаны. Хотя Е. С. Федоров не заметил на валунах типичных ледниковых борозд и шрамов, но считал, что «единственно возможное их происхождение — это ледниковое». Ибо разрушение пород идет настолько быстро, что о сохранении ледниковых следов не может быть и речи. Таким образом, Е. С. Федоров высказался за ледниковый генезис валунов и вмещающих их отложений.

3 ноября 1890 г. на заседании Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей Я. А. Макеров (1891) сделал сообщение о новейших наносах у с. Самарово и признал их ледниковыми моренами, а «каменья» — эрратическими валунами.

Итак, прошло 215 лет со времени появления в печати первых сведений о «каменьях» до признания их ледниковыми валунами. Однако доказательств было еще мало. Только капитальные геологические исследования Н. К. Высоцкого (1896) четвертичных отложений в низовьях Оби внесли необходимую ясность. Было доказано, что валуны принесены сюда ледниками с Урала. Об этом свидетельствует их состав — большинство гнейсы, чаще роговообманковые, реже амфиболитовые и слюдяные; часто встречаются амфиболит, диорит, сиенит с гнейсовой структурой, змеевик, порфир, реже — порфириты, кварциты, песчаники, кварцевый конгломерат и валуны юрского песчаника с окаменелыми древесными стволами.

Однако валуны и вмещающие их отложения изучались только по долинам Оби и Енисея, и не было известно, имеются ли они на междуречьях. Поэтому представляют интерес зимние путешествия А. А. Дунина-Горкавича (1897, 1904) по Тобольскому северу, во время которых собраны некоторые сведения о валунах — «диких камнях». Но и эти сведения не сделали погоды. Об эрратических валунах на севере равнины к началу XX в. знали очень и очень мало.

О. О. Баклунд (1911, 1912) по пути к Полярному Уралу посетил яр у с. Самарова, где описал темные глины с крупными валунами кристаллических пород и галькой кварца, кварцитов и известняков, а у с. Кондинского большое количество крупных валунов разнообразного петрографического состава и громадные глыбы гранита и диабазы. У д. Шеркалы О. О. Баклунд (1911) наблюдал крупные валуны гнейса, серицитового сланца, хлоритового сланца, кварцита, амфиболита, гранита, плотного и зернистого диабазы, сиенита, яшмы, змеевика и песчаника с неопределимыми обугленными остатками растений. Им также приведен петрографический состав горных пород восточного склона Полярного Урала (Баклунд, 1912). Он не сомневается в ледниковом генезисе валунов, распространенных по правому берегу р. Оби, а плохо сохранившие-

ся ледниковые формы в горах объяснял особенностью петрографического состава пород (равномерная зернистость и рыхлость).

Б. Н. Городков (1913) наблюдал скопления валунов по р. Б. Салыму, И. Н. Шухов (1915) — по р. Тазу, а Р. Поле (Pohle, 1919) — по нижнему течению Оби, по берегам Тазовской губы и в устье Таза.

Богатую коллекцию галек собрал Д. А. Драницын (1915) в центральной части равнины. Петрографическое описание галек было произведено М. А. Усовым и П. П. Гудковым, которые разделили их на следующие группы: 1) гранодиориты, 2) диориты, 3) порфиры, 4) порфириты, 5) кварциты, 6) кремнистые сланцы и 7) глинистые песчаники. Наиболее широко распространены кварцевые порфиры и фельзитовые альбитофиры, которые имеют общее название — кератофиры. Д. А. Драницын считал эти скопления валуноно-галечного материала размытой мореной древнего ледника, двигавшегося с Урала.

Итак, валуны и галька в рыхлых четвертичных отложениях Западно-Сибирской равнины привлекали внимание почти всех путешественников и естествоиспытателей. Некоторые из них лишь упоминают в своих дорожных впечатлениях о наличии валунов и галек, не указывая, к каким отложениям они приурочены. Другие сообщают об их размерах и даже петрографическом составе, чаще определенном визуально. Но такие определения едва ли следует принимать всерьез, тем более что многие естествоиспытатели не являлись специальными геологами.

Каким же образом попали валуны в пределы равнины? На этот вопрос в начале XX века исследователи отвечали по-разному:

1. Валуны были принесены в пределы равнины речными льдами с окружающих ее гор во время весеннего половодья.

2. Они являются обломками коренных кристаллических пород, выходы которых на поверхность находятся поблизости, на равнине.

3. Они переносились в пределы равнины льдинами по поверхности покрывавшего ее моря (дрифтовая гипотеза).

4. Валуны принесены с соседних гор ледниками (ледниковая гипотеза). Эта гипотеза возникла значительно позднее предыдущих и признавалась большинством ученых. В более поздних работах она находит дальнейшее обоснование фактическими материалами.

Интенсивные исследования севера Западной Сибири стали проводиться лишь в годы Советской власти. В 1924 г. Б. Н. Городков наблюдал многочисленные гальки и мелкие валуны в верховьях р. Каван, правого притока Агана, на Аган-Пуровском водоразделе, где буквально каждое обнаженное пятно усеяно галькой. Еще севернее, к Пуру, высокие песчаные холмы покрыты обильной галькой и мелкими валунами. Они встречались также в песчаных ярах по р. Пур. Б. Н. Городков (1924) считал их отложениями более позднего оледенения.

Р. Е. Кольс (1930) пишет, что по правому берегу р. Таза, начиная от Надэ, прибрежная полоса сплошь покрыта галькой, булыжником и валунами, и чем выше по течению реки, тем они крупнее и чаще встречаются. В междуречье Пура и Надыма, севернее озера Пяку-то, Г. К. Мальцев (1930) видел валуны на склонах сопки Сырсово. П. Л. Пирожников (1931) отмечает обилие валунов и галек на Таз-Енисейском междуречье. Ими слагаются прибрежные полосы озер и русла рек. Они образуют перекааты. Упоминается о громадной каменной глыбе в русле р. Елогуй. На ее поверхности можно поставить чум. В составе валунов преобладают траппы, что свидетельствует о приносе валунов ледником с правобережья Енисея. На севере Таз-Енисейского междуречья и в Гыданской тундре валуны также широко распространены. По мнению Б. Н. Городкова (1932), эти валуны ледниковые. Однако И. Я. Ермилов (1935), про-

водивший одновременно исследования в этих же районах, считает валуны обломками коренных пород, якобы имеющих выход на дневную поверхность в верховьях р. Турухана и на юге Гыданского полуострова, а валуны, расположенные на более низких абсолютных отметках, принесены сюда айсбергами.

Много интересных сведений о распространении валунов в Среднем Приобье и их петрографическом составе приводит В. И. Громов (1934). О большем разнообразии состава валунов в бассейне р. Вах пишет В. А. Дементьев (1934). К траппам (диабазам), красным песчанникам, известнякам и углистым сланцам бассейна р. Юган прибавляются розовые кварциты, серия глинистых сланцев, кварциты с железным колчеданом, граувакка, фельзиты (?) и др., распространенные в бассейне Ваха. Им же изучены валуны и вмещающие их рыхлые толщи в бассейне р. Назым и в широтном участке течения р. Оби (Дементьев, 1936).

На основе собранных материалов о петрографическом составе валунов в центральной части равнины В. И. Громов, В. А. Дементьев и Я. С. Эдельштейн установили руководящие валуны для Сибирского (траппы) и Уральского (граниты) ледниковых покровов и наметили в общих чертах границы их распространения. Позднее, для приуральской части равнины данные о распространении валунов и их составе опубликовал С. Г. Боч (1937), а для приенисейской (бассейн р. Сыма) — Б. М. Келлер (1936).

Первая работа, где излагаются результаты микроскопического изучения петрографического состава валунов бассейнов рр. Тром-Югана и Надыма, принадлежит М. М. Фрадкину (1946). Он отметил значительные различия состава валунов из отложений Сургутского района и надымской морены и пришел к выводу, что областью сноса первых было плато Путорана, а вторых — плато Бырранга. Сведения о составе валунов сообщаются В. Г. Васильевым (1946) и В. Н. Саксом (1946, 1953). Последний, учитывая отсутствие гранитных валунов в бассейне р. Пур, считал, что снос валунов с Таймыра не имел существенного значения. Однако нами в 1946 г. были обнаружены на р. Черной, а В. П. Павловым на р. Демьянке валуны, в образцах которых В. А. Хахлов (1948) определил отпечатки пермокарбовых растений, известных в таймырских породах, чем был доказан принос валунов ледником с Таймыра.

В более поздних работах не приводится сколько-нибудь существенных сведений о петрографическом составе валунов севера равнины, но имеющиеся данные широко используются при реконструкции палеогеографии плейстоцена. Лишь в 1959 г. Н. А. Нагинский обобщает собранный к тому времени материал по петрографическому составу валунов Западно-Сибирской равнины. Сюда вошли многолетние сборы сотрудников Томского университета, в том числе автора этих строк, по рр. Агану, Черной, Парабели, Кенге, Чузику, Пуру, Тазу и Турухану (Нагинский, 1950). Н. А. Нагинский приводит список валунов, доставленных из северных и центральных районов равнины, намечает руководящие комплексы валунов для сибирского и уральского ледниковых покровов, а также приледниковой зоны, и устанавливает примерные площади их распространения в пределах равнины. Однако со времени опубликования работы Н. А. Нагинского (1959) прошло около 20 лет и она значительно устарела. Кроме того, в ней имеются и существенные недостатки. Будучи ортодоксальным гляциалистом, что соответствовало духу того времени, Н. А. Нагинский ошибочно отнес мощную толщу дочетвертичных песков (например, в бассейне р. Васюгана) к флювиогляциальным отложениям сибирского ледника. Роль местного материала в формировании петрографического состава руководящих комплексов им показана неправильно.

но. Но это пока единственная работа. В последние 10—15 лет специально изучением валунов никто не занимался. Тем не менее во время геологических съемок накоплен обширный материал, имеются и данные о петрографическом составе валунов и галек. Назрела необходимость их обобщения.

Распространение валунов и галек

Во время многолетних работ в пределах Западно-Сибирской равнины нами были собраны образцы валунов и галек в бассейнах рр. Парабели, Агана, Черной, Ваха, Ларь-Егана, Ильяка, Пура, Таза, Мангутихи, Турухана, Большой Хеты, а также в междуречьях и на водоразделах Агана и Пура, Таза и Енисея, Турухана и Большой Хеты. Значительные скопления валунно-галечного материала наблюдались на Таз-Енисейском междуречье, где отмечены и наиболее крупные каменные глыбы до 4 м и более в диаметре.

Обилие валунно-галечного материала мы наблюдали в верховьях р. Турухана. В русле реки валуны образуют сплошной плащ нередко с крупными глыбами до 1,5 и 2,5 м в диаметре. Поэтому на дне реки очень много порогов и перекатов, где течение очень бурное. Многочисленные острова, отмели и косы также сложены валунами и галькой, которые образуют и низкую пойму — своеобразную «каменную мостовую». Во время половодья уровень воды в реке повышается на несколько метров. В результате в наиболее извилистых местах река спрямляет свое течение, образуя рытвины — участки, где намечается прорыв шейки меандра. Однако рытвины длительное время не становятся руслом реки, которая не может их интенсивно углублять и размывать из-за обилия валунов и гальки на их дне. Поэтому во время межени рытвины оказываются совершенно сухими, и лишь наиболее глубокие их места заполнены водой. В некоторых местах весной и в период дождей в р. Турухан впадают временные водотоки, образующие неглубокие эрозионные рытвины, дно которых сплошь покрыто крупными валунами и галькой. Рытвины имеют ступенчатый продольный профиль и являются висячими, так как их базис эрозии приурочен к уровню поймы. Летом водотоки почти все пересыхают, и на их месте остаются извилистые ленты валунно-галечного материала. Пойма, ширина которой здесь достигает 100—150 м, сложена крупно- и грубозернистыми песками с гравием, галькой и валунами. Причем в верхней части разреза их больше. Лишь надпойменная терраса имеет суглинистую покрывку, но и на ней местами можно встретить крупные валуны. В строении водораздельного плато, высота которого над урезом воды в реке составляет 10—15 м, также значительно преобладает крупный обломочный материал. Его местами так много, что в береговых ярах вскрывается «валушник» — крупные валуны и галька, составляющие до 90% всей породы, плотно сцементированные железистыми соединениями и образующие вертикальную стенку в несколько метров высотой (рис. 1). В некоторых ярах обнажены грубозернистые гравелистые пески с одиночными валунами и галечниками, в других — валунные суглинки. Все эти отложения относятся к зырянским ледниковым, которые имеют мощность до 10 м и более, а залегают на казанцевских тонкозернистых песках с линзами слоистых глин и суглинков. Поверхность их размыта, и в зырянских отложениях местами встречаются крупные неправильной формы комки подстилающих глин.

Нельзя объяснить наличие такого обилия обломочного материала в верхней части разреза водораздельного плато тем, что этот материал

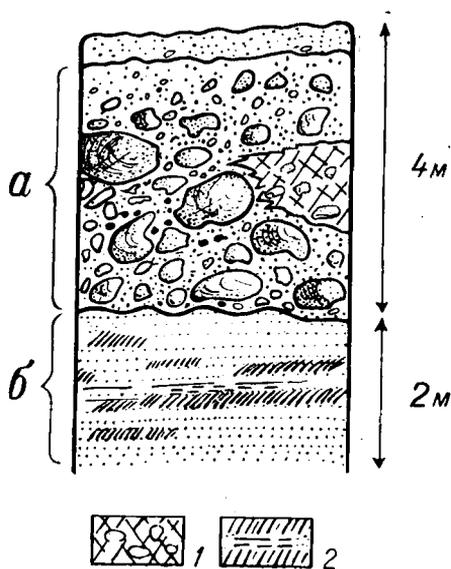


Рис. 1. Валунно-галечные отложения в верховьях р. Турухана:

1 — морена; 2 — пески; а — отложения зырянского оледенения; б — казанцевские межледниковые пески

якобы вымывался из подстилающих казанцевских песков. Но в последних его практически нет. Санчуговские же глины содержат значительно меньше валунов и галек. Кроме того, они перекрыты казанцевскими песками. Следовательно, и эти глины также не могли быть источниками валунов.

Валуны и галька слагают пляжи водораздельных достаточно глубоких озер и встречаются непосредственно на поверхности холмов и возвышенностей. Некоторые холмы конусообразной формы сплошь покрыты валунами и галькой. Нам приходилось наблюдать последние даже в ядрах торфяных бугров под слоем торфа в минеральном грунте. Характерно, что р. Турухан в верховьях представляет цепочку небольших, но глубоких (до 20—25 м) озер, которые соединяются порожистыми речками. В истоках речек находятся валунно-галечные плотины, моренные валы, которые подпруживают

озера, являющиеся своеобразными естественными отстойниками, на дне которых осаждаются наносы. Поэтому фация пойменного аллювия на пойме речек практически не формируется.

Не меньше валунов и галек в верховьях Б. Хеты и ее притоков. По Б. Хете, Покойницей валуны и галька образуют обширные острова и косы, повсеместно обнажаются в береговых ярах. Размеры валунов достигают 1,5 м и более в диаметре. На р. Осетровой, левом притоке Покойницей, впадающей в Б. Хету, они образуют большие перекаты и пороги в русле реки и «каменные мостовые» вдоль ее берегов. В изобилии они скапливаются у подножий яров, вскрывающих строение плато и террас (рис. 2, 3). Находились нами валуны до 2 м в диаметре, а валуны до 0,5—0,7 м здесь не редкость.

На водоразделе рр. Таза, Турухана и Большой Хеты валунно-галечный материал виден на поверхности в медальонах пятнистой тундры, а особенно вокруг озер, где он слагает пляжи и устилает дно в прибрежной зоне. Мелкие речки неглубоко врезаны, русла их слабо разработаны, очень порожистые и каменистые. Создается впечатление, что мы находимся в горах с их бурными стремительными речками и обилием каменных россыпей. Здесь нами описаны конусообразные холмы, покрытые валунами и галькой (рис. 4, 5).

На Советских и Маковском озерах многие острова, низкая терраса и пляжи также сложены валунами и галькой (рис. 6).

В верховьях р. Таза и по ее притокам Ватылке, Каральке, Кондайке, Худосеи имеются скопления крупных глыб, валунов и галек в руслах. Они образуют пороги и перекаты у подножья почти всех яров (рис. 7). Много крупнообломочного материала и в моренных суглинках, слагающих возвышенности Вах-Газовского междуречья. В шурфах на абс. высоте 285 м нами обнаружены валуны до 0,5 м в диаметре.

В верховьях р. Пура обломочный материал сосредоточен обычно у



Рис. 2. Валунно-галечные отложения в береговых ярах по р. Русской

подножия яров, вскрывающих валунные суглинки. По р. Айваседа-Пур, в 20 км ниже устья р. Харам-Пур, мы видели валуны до 1 м в диаметре, более мелких (до 0,5 м) здесь много. У некоторых обнажений наблюдаются крупные глыбы конгломерата — валуны с галькой сцементированы железистыми соединениями настолько плотно, что длительное время не разрушаются. Сравнительно много валунно-галечного материала у подножья Каменной горы и в обнажающихся здесь суглинках. В песках галька сосредоточена в виде линз и прослоев, часто образует базальный горизонт до 1,5 м мощности на размтой поверхности дочетвертичных песков. Затем на расстоянии многих сотен километров р. Пур течет в широкой долине и редко подмывает низкие надпойменные террасы, сложенные песками. Лишь в с. Самбург в высоких ярах (до 15—20 м) обнажаются суглинки и пески с галькой и валунами. Последние устилают здесь пляж. Крупных валунов (до 1 м) очень мало, однако более мелкие (от 0,2 до 0,5 м) встречаются чаще. Наблюдались они нами у мыса Шеймина, у Пяси-Надо (низовья р. Пур) и мыса Находки — на северном берегу Тазовской губы.

Геологи ВСЕГЕИ, занимавшиеся в 50-х годах геологической съемкой бассейна р. Пура, отмечают наличие валунов с галькой и по притокам Пура. По их мнению, валуны ледникового генезиса. Они с полировкой, шрамами и бороздами на поверхности.

В бассейне р. Агана и на водоразделе его с р. Пуром валунно-галечный материал распространен менее широко, чем в приенисейской части равнины. Водораздел — всхолмленная равнина, сложенная в основном песками. На вершинах и склонах холмов — обилие галек и реже валунов. Местами они образуют сплошной плащ, толщиной до 0,5 м, под которым залегают пески с редкой галькой и валунами. Концентрация последних на поверхности связана с деятельностью ветра, выдувающего

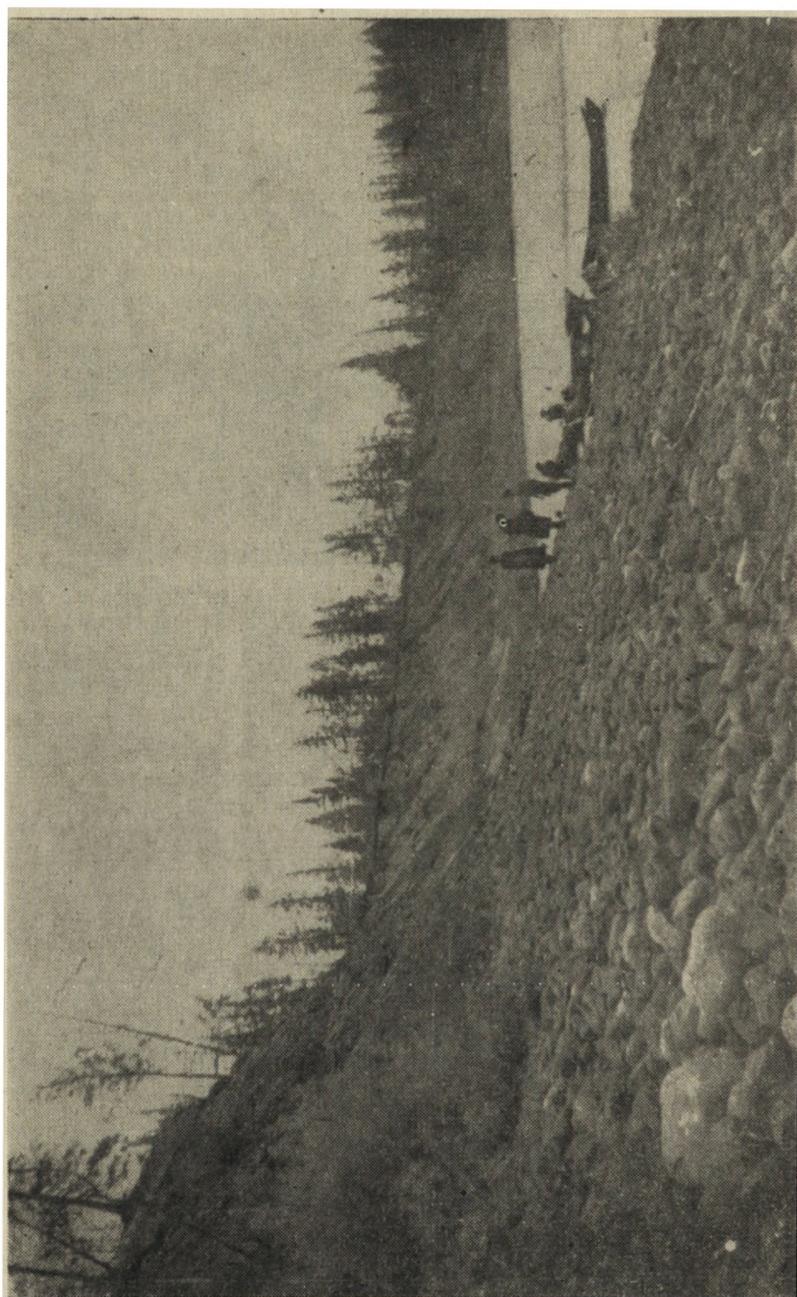


Рис. 3. «Каменные мостовые» по р. Русской



Рис. 4. Конусообразный холм, сплошь покрытый валунами и галькой (район Советских озер)

мелкозем и образующего типичные дефляционные формы. Более мелкая галька видна всюду, где обнажаются пески. К югу от водораздела количество обломочного материала заметно уменьшается. Лишь на отдельных участках в бассейне Агана сосредоточены крупные каменные глыбы и валуны с галькой. Например, к западу от р. Ампуты, правого притока

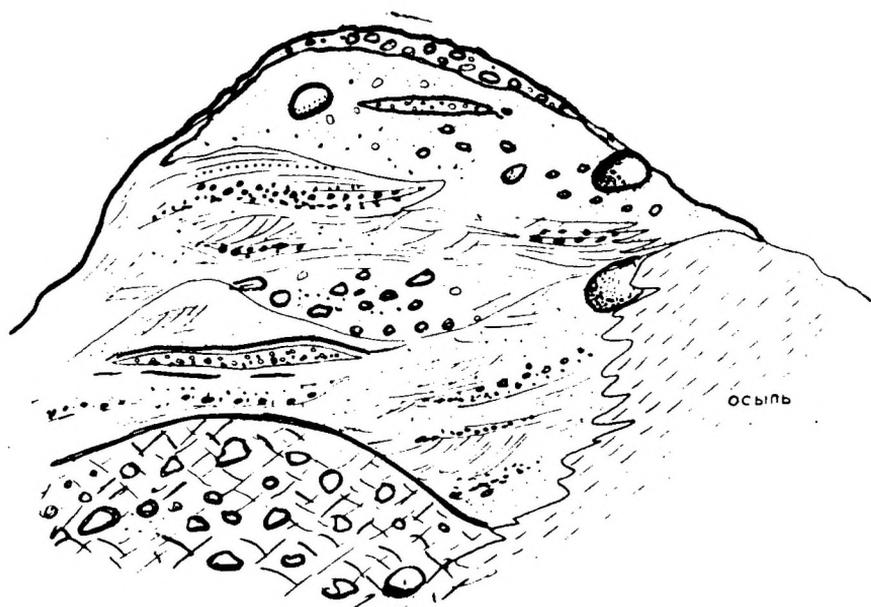


Рис. 5. Разрез одного из холмов в бассейне р. Турухана

Агана, нами обнаружена песчаная гряда, сплошь усеянная крупными глыбами и валунами до 1—1,5 м в диаметре. Они имеют разнообразную форму, угловатые, с поверхности сильно выветрелые. Мелкие валуны — обычно округлой формы. Крупные валуны наблюдались по р. Нах-Егану и меньше по Вать-Егану. По главной же реке бассейна, протекающей в пределах широкой долины и подмывающей надпойменные террасы, где вскрываются пески, обломочного материала очень мало. Лишь в ни-

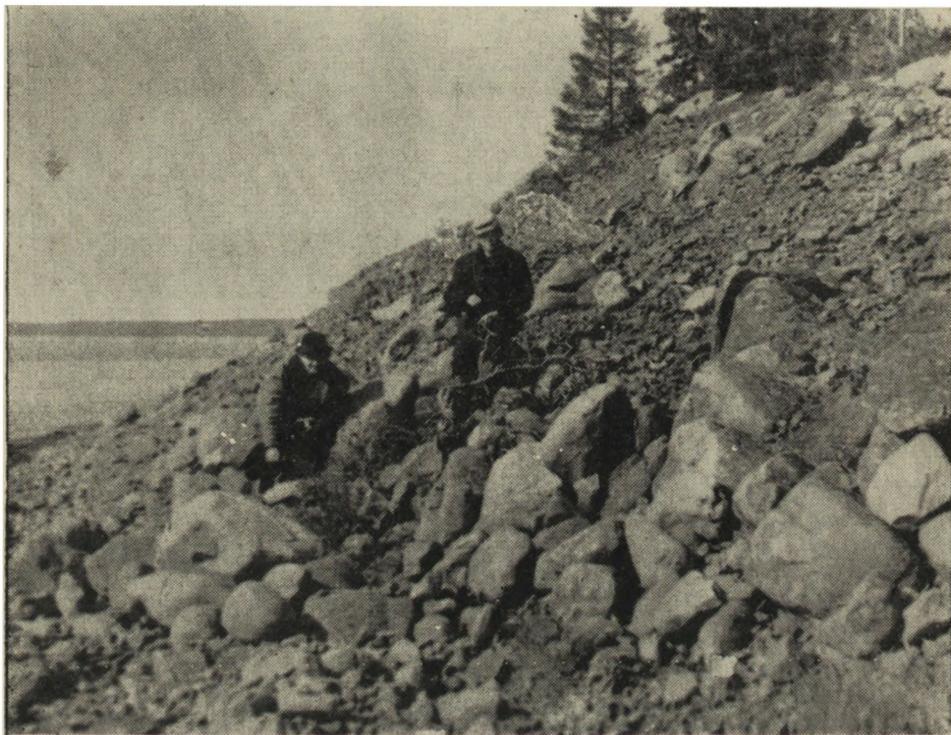


Рис. 6. Скопления галек и валунов по берегам оз. Маковского

зовьях р. Аган протекает в плато, сложенном валунными суглинками и супесями. У подножья яра здесь много валунов (до 0,75 м).

Западнее, по р. Торм-Яуну и на водоразделе его с р. Надымом, крупные валуны траппов описаны М. М. Фрадкиным (1946), а нами в Сургутском Приобье — на Барцевой горе и по р. Черной. М. М. Фрадкин и затем В. В. Барков наблюдали валуны по р. Надыму. Это послужило основанием для выделения «надымской морены», более молодого оледенения, чем самаровское.

В бассейне р. Ваха валунно-галечный материал распространен в пределах Аганского и Ларьякского «материков». Первый дренируется р. Колик-Еганом и его небольшими правыми притоками; второй расположен в левобережье р. Ваха и расчленен мелкими, но глубоко врезанными левыми притоками Ваха. Здесь развиты валунные суглинки и супеси самаровского оледенения, которые перекрывают пески ларьякской свиты. Суглинки обнажаются по берегам рек, валуны и галька образуют скопления у яров, загромождают русла речек Ларь-Егана, Малого Курь-Егана, Рысьей, Эмтор-Пете-Егана и др. На юге Ларьякского «материка» редкие валуны и галька наблюдались в верховьях р. Трайгородской, впадающей справа в р. Обь.

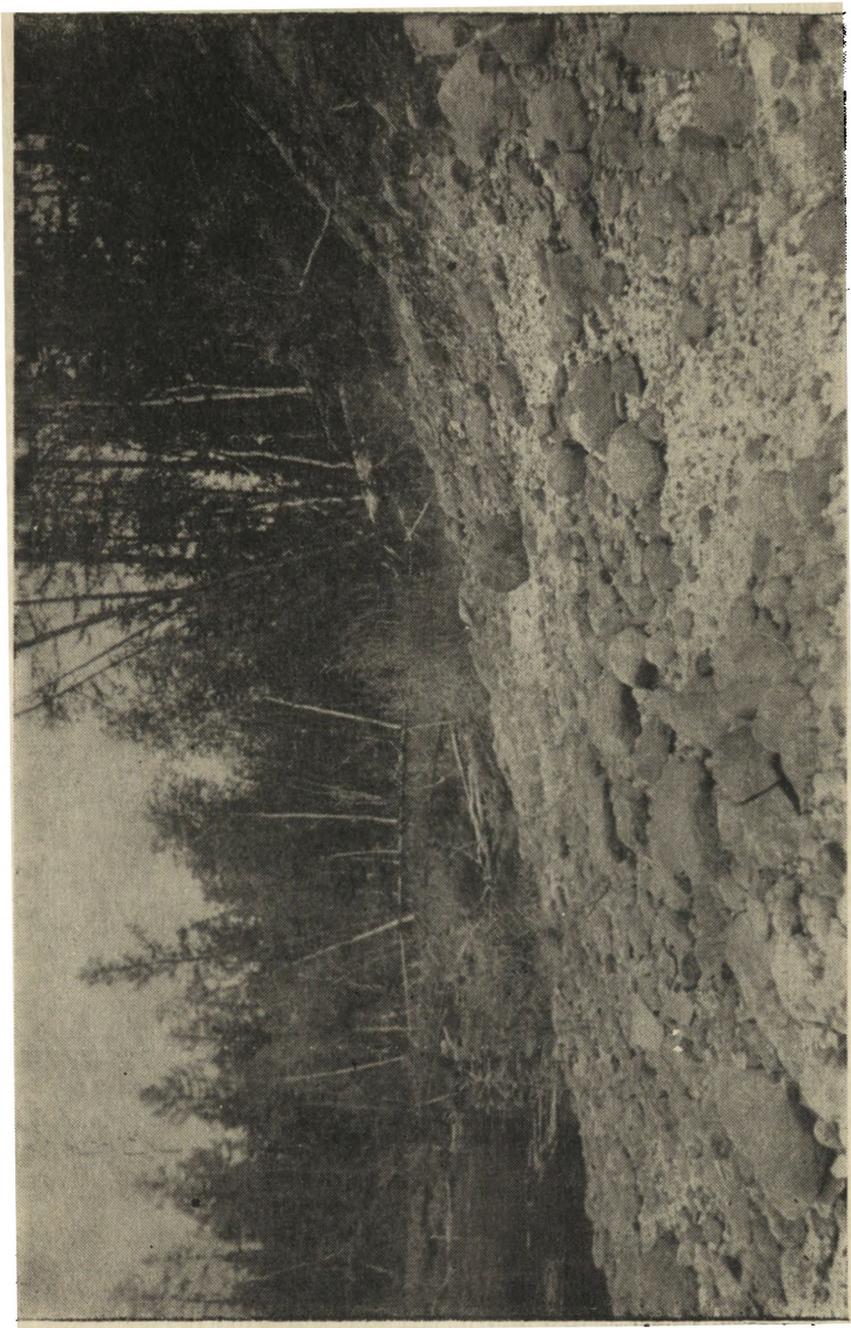


Рис. 7. Река Ватылька в нижнем течении. Валуны залегают на белых каолинизированных песках сымской свиты

Колик-Еганский «материк», занимающий водораздел рр. Агана и Колик-Егана, также с поверхности сложен суглинками, супесями и грубозернистыми песками с галькой и валунами, которые вскрываются по Колик-Егану, Ершовой и другим рекам, в их руслах имеются перекаты на месте скопления обломочного материала. Последний виден и на крутых оползших склонах «материка».

В правобережье р. Ваха, где развита обширная зандровая равнина, валуны и галька сосредоточены в основании террасовых отложений по Кулын-Егану, Сабуну и другим рекам. На поверхности междуречий они видны редко и только на обнаженных местах. Скважины же фиксируют галечники повсеместно.

Валунно-галечный материал распространен и в левобережье р. Оби, в бассейнах Б. и М. Югана, Куль-Егана, Ларь-Егана, Салыма, Балыка и других рек (Громов, 1934; Васильев, 1946; Нагинский, 1949; Казанский, 1953; и др.).

Скопления крупного валунно-галечного материала наблюдаются в Сургутском полесье, по рекам, дренирующим исключительно заболоченную с обилием озер равнину. Дно речки Эут-яун (или Сургутской), впадающей в р. Тром-Юган против пос. Ермаково (в 1,5—2 км от устья), устлано галькой и валунами. Среди последних многие имеют размеры 2 м × 1,2 м. Местные жители называют это место «каменным полом». На возвышенностях, расположенных по берегам этой речки, часто встречаются валуны траппов до 1,2 м в диаметре. По берегам и в русле речки Ингей-яун (приток р. Тром-Югана) отмечены скопления галек и валунов до 1 м в диаметре. По р. Энтиль-яуну в 24 км по прямой линии от устья на прибрежных возвышенностях, сложенных моренными суглинками и песками, часты валуны до 0,6 м в диаметре. Много крупных валунов в обнажении «материка» по р. Тром-Югану, в 11 км по прямой линии от пос. Ермакова. Здесь же были найдены плохо окатанные плиты.

В ледниковых отложениях, слагающих остров Каменный на р. Оби, к югу от г. Сургута, также содержатся валуны и галька. В 8,2 км к юго-востоку от пос. Каменный мыс ими устлано дно протоки Казенной на расстоянии до 1,3 км. Крупные валуны часто плохо окатаны и возвышаются на 0,75—1,25 м над уровнем воды. В 4 км к юго-востоку от этого же поселка на дне обмелевшей протоки Оби обнаружено много гальки и валунов, средняя величина которых 0,5—0,75 м, а наибольшая достигает 1,5—1,75 м в поперечнике, выступая из-под уреза воды на 1—1,25 м. Валуны не могли быть принесены с юга на льдинах по р. Оби, так как этому противоречит их петрографический состав. Наличие валунов позднее подтверждено геолого-съемочными работами, а также бурением скважин по линии железной дороги Тобольск — Сургут (Воробьев, Черноусов, 1969).

Сведения о крупных глыбах и валунах приводятся в табл. 1.

Таким образом, оконтуривается площадь распространения валунов достаточно четко. Они приурочены к суглинкам, супесям и песчаным отложениям четвертичных оледенений, а также к осадкам морской трансгрессии севера Западно-Сибирской равнины.

В различных районах Западно-Сибирской равнины известны также крупные отторженцы. По своей величине они значительно превосходят те эратические глыбы и валуны, о которых говорилось выше. Отторженцы в основном сложены менее плотными породами, которые залегают неглубоко от дневной поверхности в предгорных и центральных районах равнины. В табл. 2 даны сведения о размерах отторженцев. Ю. Ф. Захаровым (1965, 1966, 1969) установлены также крупные отторженцы по рр. Вогулке, Малой Сосьве, Ялбынье, Хуре, Лыхме, Бобровке, Кырсыму,

Таблица 1

Крупные глыбы и валуны на севере Западной Сибири

Местонахождение	Диаметр. м	Автор
Р. Нясысь, в приуральской части равнины	6	Федоров (1887)
Правый берег р. Оби у с. Кондинского	3—4	Высоцкий (1896)
Р. Елогуй, в 200 км выше устья	6	Пирожников (1931)
Р. Тохла-я	2	Боч (1937)
Р. Ляпин, в русле верхнего течения реки	4	»
Р. Народы-я, Каменный Яр	2,5	»
Р. Сосьва, Шайтанский мыс	2	»
Р. Малая Сосьва, ниже р. Онджаса. Валуны в русле реки	3	»
Р. Тром-Юган, против юрт Ермаково	2	Фрадкин (1946)
Верхнее течение р. Лямин	1,75	Нагинский (1948)
Р. Большой Юган, у юрт Еутских	2,5	Нагинский (1949)
Правый берег р. Оби, в 10 км западнее д. Белый Яр (Барцева гора)	1,7	По нашим данным
Р. Ампута, правый приток Агана	1,5	»
Р. Пур, в 25 км ниже устья р. Харам-Пур	1,5	»
Р. Таз, в устье р. М. Ширты	3	»
Р. Кондай-кы, правый приток Таза	2,5	»
Р. Покаль-кы, правый приток р. Худосен	2,3	»
Р. Осетровая, левый приток р. Покойницкой (бассейн р. Б. Хеты)	1,7	»
Р. Турухан в верхнем течении	2,3	»
Р. Покойницкая, левый приток р. Б. Хеты	1,5	»
Р. Хуричангда, левый приток р. Русской (бассейн р. Таз)	4	»
Р. Каралька, левый приток Таза	1,5	»
Р. Ватылька, левый приток Таза	1,5	»
Р. Лимбя-яха, правый приток Таза	3	Голобоков (1956)
Р. Хэ-яха, правый приток нижнего Таза	3	»
Р. Поколька, левый приток Таза	2—3	»
Бассейн р. Хахалевки, левый берег р. Енисея	3	Казанский (1956)
По-в Мамонта, на берегу между устьем р. Сале-Лекабта и мысом Миннина	1,5	Соколов (1960)
Р. Б. Комса, левый приток р. Енисея	1,8	Архипов и Матвеева (1964)
Р. Топка и верховья Сыма	2	Вдовин (1965)
Бассейн р. Ялбынья (Приуралье)	4,5	Захаров (1965)
Бассейн Сев. Сосьвы (Приуралье)	3	Генералов (1965)
Р. Большой Юган у юрт Еутских	2	Кузин и Чочиа (1966)
Р. Усын-Я в низовьях р. Оби	2—3	Лазуков (1970)
Р. Обь. Каменный остров, протока Казенная	1,7	Бургсдорф (1954)
Там же протока Безымянная	1,7	»
Р. Мангутиха	2,0	По нашим данным
Р. Мангутиха. Большой порог	2,0	»
Озеро Маковское, остров	1,7	»
Сопки Сырсово, севернее оз. Пяку-то	12 м ³	Мальцев (1931)
Верхняя Башха (приток Турухана)	20—25 м ³	Кузнецов
Немутиха (приток Енисея)	2—2,5 м ³	»
Западный берег Тазовской губы	1,5—2	Говорухин (1938)
Мыс Салемал, севернее г. Салехарда	1,6	Лазуков (1970)
Р. Эут-Яун (бассейн р. Тром-Юган)	2	Кузнецов (1954)

а также в районе возвышенности Люлин-Вор и Черной горы. Этим же автором и В. Д. Наливкиным (1960) приводятся данные об атектонических структурах на северо-западе равнины, где дочетвертичные породы во многих участках собраны с поверхности в мелкие крутые складки. Несомненно, что среди них имеются гляциодислокации.

В приледниковой зоне известны гальки в четвертичных отложениях по рр. Сыму (Келлер, 1936), Тыму (Барков, 1951), Ильяку (Казанский,

Таблица 2

Ледниковые отторженцы на севере Западной Сибири

Местонахождение	Размеры, м	Автор
Р. Большой Юган, в Еутской горе (юрские породы)	длина 160 мощность 14	Васильев (1946) Шацкий (1966)
Р. Лямин, верхнее течение (опоковый песчаник)	длина 70—80 мощность 25	Нагинский (1948)
Р. Казым, среднее течение (породы эоцена и палеогена)	длина не устан. мощность 85	Захаров (1966)
Устье р. Иртыша, у с. Самарово (опока). Верхний	длина 35 мощность 5	Шацкий (1966)
» Нижний	длина 60 мощность 5	»
Р. Сыскосынья (эоценовые породы)	длина 300 ширина 30 мощность 9	Захаров (1965)

1954), Васюгану, Парабели, Кенге, Чузику (Драницын, 1915; Ильин, 1930; Земцов, 1953; Нагинский, 1953; и др.), Туртасу (Дементьев, 1947), Демьянке и Нижнему Иртышу. Среди галек преобладают мелкие и очень редко встречаются валунчики до 0,1—0,2 м в диаметре. Только в одном месте, по р. Кенге, нами описан валун 1,5 м в диаметре (Земцов, 1953).

Наличие галечников в приледниковой зоне было позднее не только подтверждено геологической съемкой, но и установлено более широкое их распространение бурением скважин по профилям через долины рек и водоразделы.

Раньше, например, многие исследователи писали, что по берегам р. Оби, в пределах Нарымского края, гальки нет. И действительно, в обнажениях, вскрывающих только фацию пойменного аллювия, она встречается очень редко. Русловой же аллювий находится ниже уреза воды в реке. Однако летом 1963—1964 гг., в низкую межень, мы наблюдали скопления галек в основании яров по левому берегу р. Оби у Кривошеино, Соколовки, Обского и других сел, где вскрываются отложения тобольской свиты. Галька и редко небольшие валунчики сосредоточены у подножья этих яров и даже на некоторых отмелях в русле р. Оби.

Скважинами установлено почти повсеместное распространение гравийно-галечных отложений не только в долине р. Оби, но и в широкой приобской полосе, которая занимает бассейн р. Чаи, значительную часть бассейна р. Парабели и низовья Васюгана. Севернее она охватывает бассейны рр. Ильяка, Ларь-Егана и Соснинского Егана. Эта полоса прослеживается и в правобережье р. Оби. Общая ширина полосы, так называемой долины Пра-Оби, достигает 350—400 км. Залегают гравийно-галечные отложения в долине современной Оби ниже уреза воды на глубинах 20—35 м. У с. Молчаново скважиной с поймы Оби они пройдены в интервале 27—30 м (абс. отметка подошвы +38 м) и представлены гравием с галькой размером от 0,5 до 3 см, а в пос. Могочино — в интервале 31,7—33 м.

Скважинами вскрыты галечники в бассейне р. Чаи, где они также широко распространены и залегают ниже уреза воды в реках. Скважиной с поверхности поймы в нижнем течении р. Иксы вскрыта толща гравелистых песков с галькой на глубине более 20 м (абс. отметка подошвы +55 м). Галька здесь составляет 60—70% от вмещающих ее

гравелистых песков. В низовьях р. Парбига гравий с галькой вскрыт в интервале 12,5—14,3 м (абс. отметка подошвы +70 м). Скважинами эти отложения вскрыты и в долинах рек, и в междуречьях. Они образуют базальные горизонты в подошве аллювия, а также залегают на размывтой кровле новомихайловской свиты, абс. отметки которой здесь в среднем равны +55, +60 м. Источником гравийно-галечных отложений террас являются осадки тобольской свиты и нижнечетвертичные пески, содержащие гальку в виде линз и прослоев. В результате размыва и переоотложения песков галька концентрируется в русловом аллювии террас. В верховьях Васюгана отложения с галькой залегают на более высоких отметках и имеют нижнечетвертичный возраст.

Итак, сформулируем основные выводы.

1. Валунно-галечный материал имеет повсеместное площадное распространение в пределах ледниковой зоны. Однако наиболее значительные его скопления (по количеству и размерам) сосредоточены в приенисейской и приуральской частях равнины.

2. Крупные эрратические глыбы и валуны наблюдаются почти во всех районах ледниковой зоны равнины.

3. Валунно-галечный материал здесь приурочен к отложениям ледниковых покровов, а на севере — к ледниково-морским осадкам трансгрессий.

4. В приледниковой зоне гравийно-галечные отложения распространены в широких долинах прарек, в подпрудных озерных бассейнах и ложбинах стока ледниковых и речных вод.

5. Меньшее количество валунов и галек в отложениях севера Западной Сибири по сравнению с Русской равниной объясняется тем, что ледники двигались здесь в основном по рыхлым дочетвертичным отложениям, не содержащим обломочного материала.

Петрографический состав валунов и галек

Собранные нами за последние 15 лет данные о петрографическом составе валунно-галечного материала Западно-Сибирской равнины сведены в табл. 3. Они значительно дополняют списки Н. А. Нагинского (1959) и позволяют более обоснованно наметить области сноса или питающие провинции, уточнить площади распространения и заново пересмотреть комплексы руководящих валунов и галек, выделенных Н. А. Нагинским для сибирского и уральского ледниковых покровов. Сведения, не помещенные в табл. 3, приводятся ниже, где также даны некоторые количественные характеристики.

Сведения о петрографическом составе валунно-галечного материала *Приенисейской части Западно-Сибирской равнины* и соседних с ней районов Средне-Сибирского плоскогорья, п-ова Таймыр и Таймырской низменности имеются в работах С. А. Архипова и Ю. А. Лаврушина (1957), Ю. П. Казанского (1956), В. А. Зубакова (1957), С. А. Архипова (1960), В. Н. Соколова (1960), С. Л. Троицкого (1966) и др.

В. Н. Соколов (1960) пишет, что на всем протяжении Гыдана от мыса Мамонта до мыса Минина нет валунов. Лишь на участке побережья между устьем р. Сале-Лекабта и мысом Минина были встречены валуны, в составе которых преобладали осадочные породы — 46%, затем породы траплового комплекса — 40% и гранитоиды — 14%. Трапловая формация в основном представлена интрузивным комплексом (25%) — оливиновыми габбро-диабазами. Базальтовые порфириды и базальты составляют остальные 15%. Из гранитоидов определены биоти-

товые граниты и гранодиориты — 8%, разгнейсованные кварцевые диориты и гнейсовидные граниты — 3%, эгириновые сиениты — 3%. Причем последние очень близки по составу аналогичным породам о-ва Моржового на Западном Таймыре.

В верхнем течении р. Юрибей (Гыданский п-ов), по данным В. С. Ломаченкова, также преобладают валуны и галька из осадочных пород (50%). Реже они состоят из кварца (21%), пород основного состава (19%), гранитоидов (4%) и метаморфических сланцев (6%).

Восточнее по рр. Танаме и Б. Лайде преобладают валуны и галька в основном траппов, реже песчаников и известняков и еще реже — гранитоидов и метаморфических пород.

С. Л. Троицкий (1966) приводит сведения о составе обломочного материала, содержащегося в четвертичных, главным образом, зырянских отложениях побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. Им различаются валуны таймырские и среднесибирские. Для таймырского ледника руководящими валунами являются валуны биотитовых гранитов, граносиенитов, лампрофиоров, метаморфических сланцев, розовых кварцитов и субщелочных пород, коренные выходы которых известны на северном Таймыре. Этих пород нет на Средне-Сибирском плоскогорье. По правобережью Енисейского залива, в бассейне р. Моховой, С. Л. Троицким найдены единичные валуны таймырских гранитов, гранит-порфиоров, гранодиоритов и рогообманковых гранитов. В бассейне р. М. Гольчихи, на оз. Чилку также встречаются граносиениты, лампрофиры, на мысе Шайтанском — щелочные граносиениты с эгирином, на юго-западе гор Бырранга — щелочной эгириновой гранит.

Иного петрографического состава валуны и галька на северо-востоке Гыданского п-ова, где они представлены основными изверженными породами (габбро, габбро-долериты, долериты, базальты), серыми и палевыми песчаниками с отпечатками *Noeggerathipsis* sp., черными аргиллитами, серыми глинистыми и чистыми известняками. Встречаются валуны серых опок, сидерита, черного туфа, алеврита с верхнемеловыми моллюсками и редко — белый двуслюдяной гранит, розовый граносиенит.

В. С. Старосельцев (1965) описал валуны Норильского района, в составе которых определены базальты, долериты, габбро-диабазы, известняки, доломиты, мергели, песчаники, аргиллиты, очень редко угли. Все эти породы слагают Норильское плато. Единичные валуны гранитоидов, найденные в северной части района, по мнению В. С. Старосельцева, принесены ледником с Таймыра.

В. В. Рогожин (1968) описал единичные валуны на водораздельных пространствах Норильского и Харахлахского плато, представленные в основном гранитоидами, а также кварцитами, кремнями, метаморфическими породами, известняками, песчаниками и алевритами. Размеры их достигают 0,8—1 м в диаметре. Многие исследователи принимают эти валуны за ледниковые. Это остатки размытой морены ледника, спускавшегося с гор Бырранга. В. В. Рогожин считает, что эти валуны местные и лишь частично принесены дрейфующими льдами с Таймыра.

В бассейне среднего течения р. Атапы, по данным Н. Н. Куликова и В. С. Ломаченкова, преобладают валуны долеритов и базальтов (до 70%); 25% приходится на долю палеозойских песчаников, алевролитов и сланцев. Единично встречаются гранит-порфиры, которые близки породам Пясинской интрузии; гранодиориты и роговообманковые граниты по своему составу сходны с породами интрузий Западного Таймыра и Каменных островов. Есть северо-таймырские породы: биотитовые граниты, метаморфические сланцы и розовые кварциты.

В бассейнах рр. Хатанги и Хеты (восток Таймырской низменности)

найлены валуны гнейса, кристаллических сланцев, синийских кварцито-песчаников, принесенных с Анабаро-Котуйского водоразделов. Однако на северо-востоке Западно-Сибирской равнины они не обнаружены. В пределах этой части равнины и Таймырской низменности имеется смешанный состав валунов таймырского и среднесибирского происхождения. Причем севернее значительно преобладают первые.

Своеобразен состав валунов арктических островов. На о-ве Свердрупы кроме гранитов есть валуны диабазов и глинистых сланцев, которые не могли быть принесены с расположенного восточнее Западного Таймыра. На островах Кирова и Воронина обнаружены валуны биотитового, мусковитового и двуслюдяного гранита, пегматита, кварцита, хлоритово-слюдистого сланца, кристаллического известняка, которые, по М. М. Ермолаеву (1937), принесены не с соседнего Таймыра, а с Северной Земли. Льды здесь двигались с севера.

Валуно-галечный материал южной половины ледниковой зоны равнины и западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья охарактеризован С. А. Архиповым и Ю. А. Лаврушиным (1957). По составу преобладают породы трапповой формации, куда входят диабазы, габбро-диабазы, оливинные базальты, долериты, базальт-порфиры, миндалекаменные стекловатые порфиры. Из этих пород в приенисейской части равнины состоит 50—60% всего валуно-галечного материала. Второе место (34—45%) занимают породы палеозойского комплекса, свойственного для этого района Средне-Сибирского плоскогорья, — песчаники, доломиты, известняки, аргиллиты, туфогенные песчаники и, наконец, на долю серицитовых, эпидотовых, эпидот-хлоритовых, эпидот-амфиболитовых сланцев, кварцево-полевошпатовых песчаников, катаклазированного кварца, сильно измененного гранита и боксита приходится всего лишь 5—10%. С. А. Архипов (1960) отмечает весьма разнообразный петрографический состав обломочного материала. Причем это разнообразие возрастает от более крупных валунов к более мелким. Валуны до 10 см и выше представлены главным образом траппами с небольшим количеством песчаников. Так, например, в Бахтинском яру это соотношение в среднем равно 9:1. Галька, размеры которой колеблются в пределах 10—5 см, имеет следующий состав для рр. Бахты, Верхнего Имбака, Комсы и Фатьянхи: траппы — 70%, песчаники — 25% и туфы — 5%. Более мелкая галька (5—2,5 см) характеризуется более разнообразным составом, где в среднем на долю траппов приходится 50%, песчаников 32%, туфов 8% и около 10% кремнистых пород. И, наконец, галька (2,5—1 см) еще разнообразнее: из траппов 39%, песчаников 30%, кремнистых пород 8%, доломитов и известняков 7%, туфов 5%, кварца 4%, кварцитов 2%, контактово-измененных пород 2% и др. Встречается галька бокситов. Источником сноса обломочного материала была прилегающая часть Средне-Сибирского плоскогорья. Таймырские валуны здесь не обнаружены.

В бассейнах рр. Большого Дубчеса, Точеса, Хахалевки и Теульчеса валуно-галечный материал из морены изучался Ю. П. Казанским (1956). Установлены следующие различия в составе валунов. Если на левом берегу Енисея, в бассейнах рр. Хахалевки и Точеса распространены валуны траппов, доломитов, песчаников, реже известняков, кристаллических сланцев, конгломератов и других пород, то во флювиогляциальных песках, залегающих здесь на морене, возрастает роль кристаллических сланцев, появляются граниты, пегматиты и амфиболиты. В верхнем же течении Большого Дубчеса и по р. Теульчесу моренные суглинки содержат валуны и гальку траппов, известняков, кварца, песчаников, алевритов (верхнепалеозойские породы Средне-Сибирского плоскогорья), реже обломки угля, доломиты и др. Ю. П. Казанский считает,

что обломочный материал во время самаровского оледенения сносился со Средне-Сибирского плоскогорья и северной окраины Енисейского кряжа.

В. А. Зубаков (1957) также отмечает, что в долине р. Енисея на участке Глотиха — В. Имбатское морена самаровского оледенения содержит преимущественно валуны и гальку среднесибирских траппов и осадочных пород (габбро-диабазы, базальты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы, известняки, доломиты, каменный уголь и т. д.), на долю которых приходится от 80 до 93%. Однако встречается обломочный материал и из пород Енисейского кряжа — кварцитовидные породы, гнейсы, кристаллические сланцы и устойчивые породы (кварц, кремь, халцедон и т. д.), содержание которых колеблется в пределах 7—15%, а местами и до 21—33%. Встречаются единичные гальки эффузивов и гранитоидов. В. А. Зубаков допускает или принос этой гальки и валунов ледником с Енисейского кряжа, или попадание их в морену из подстилающего аллювия.

В бассейнах рр. Таза, Турухана и Большой Хеты, по нашим данным, также значительно преобладает обломочный материал из пород трапповой формации и меньше мраморизованных известняков. На долю этих пород приходится 70% из общего числа (Земцов, 1973). В верховьях Таза, в частности по р. Малой Каральке, в некоторых обнажениях суглинков валуны из долеритов и диабазов составляли 60%, а из известняков до 20%. По левым и правым притокам верхнего Таза найдены гальки бокситов, а в северной части бассейна Турухана — единичные обломки гранитоидов. По нашим сборам 1970 г., в районе Маковского озера значительно преобладают валуны из базальтов и долеритов, диабазов, порфирит-диабазов и анамезитов. На их долю приходится около 90%. Реже встречаются валуны из известняков и доломитов.

Опоковая галька редко встречается на левобережье р. Таз. Больше ее в бассейне р. Пура, где имеются многочисленные выходы опок на поверхность.

Разнообразнее состав валунов и галек в бассейне р. Ваха, что объясняется влиянием Енисейского кряжа, а также подстилающих пород палеогена, откуда могла вымываться галька кварцитов, кварца, кремня и очень редко роговиков.

Приуральская часть равнины. Н. А. Алешков (1931) пишет о широком распространении на Северном Урале кварцево-филлитовой формации и зеленокаменных пород. К первым относятся розовые и серые тонкосланцевые породы. Развиты хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы, гранито-гнейсы, которые образуют колоссальный гранитный кряж. Зеленокаменные породы слагают большую часть Тюндер-Тельпосского кряжа. Обильные выходы диабазов и порфиритов имеются на крайней восточной полосе кристаллических пород Урала, а по р. Сертынье и вблизи Пас-Нер — выходы змеевиков. Сведения о составе пород центрального водораздела Приполярного Урала приводит Н. А. Сирин (1947). Он указывает на развитие здесь нижнепалеозойских толщ метаморфизованных сланцев, гранитов и амфиболитизированных основных пород.

Зона восточных увалов сложена песчаниками, песчано-глинистыми сланцами и известняками. Из изверженных пород широко развиты эффузивы основных и кислых пород: спилиты, диабазы, порфириты и кварцевые порфиры; глинистые породы представлены змеевиками, габбро-диоритами и плагиогранитами, есть глинистые сланцы девона и оливиновые диабазы. А. Г. Бер (1948) приводит следующий список валунов восточного склона Приполярного Урала: габбро, пироксениты, диориты, квар-

цевые порфиры верхнего силура, плагиограниты, среднепалеозойские и юрские песчаники, юрский бурый уголь, кварцевые диориты, кварцевые порфиры карбона, глинистые песчаники девона, глинистые сланцы среднего девона, альбитофиры силура. Характерно, что коренные выходы названных пород, из которых состоят валуны, находятся только в увалистой полосе восточного склона Урала, т. е. на несколько сот метров ниже.

На Полярном Урале распространены валуны из лиловых и зеленых кварцитовидных песчаников, филлитовидных сланцев, габбро-диабазов и габбро-амфиболитов, жильного кварца и других пород (Савельев, 1966).

Валуны с западного склона и с водораздельных частей Полярного и Северного Урала найдены в моренах из Пионерской горы и района с. Самарово. В составе валунов: сливной сиреневый и слюдястый кварциты, мусковитовый мелкозернистый гнейс, роогообманковый гранит, огнейсованный гранитоид, амфиболит, различные метаморфические сланцы и другие породы (Яковлева, 1957).

Недавно Г. А. Черновым (1974) в валунных суглинках Пионерской горы собраны и определены валуны из следующих пород: гипербазиты, габбро-нориты и диориты; граниты; гранит-порфиры; роогообманковые порфириты; авгитовый порфирит; плагиоклаз-амфиболовые гнейсы; амфиболиты; актинолитовые сланцы; серицитовые и хлоритовые сланцы; кварциты; эпидозит; известняки, песчаники и алевролиты. Этот список подтверждает мнение о том, что валуны принесены сюда с Северного и Полярного Урала.

П. А. Морозов, Е. Я. Алексеев и А. П. Каменских (1969) описали на восточном склоне Урала: 1) изверженные породы: граниты, сиениты, диориты, габбро-кварцевые порфиры, которые слагают интрузивные массивы; 2) метаморфические породы: кварциты, мраморы, гнейсы, а также различные разновидности окварцованных сланцев, слагающих мощные толщи зеленокаменных пород; 3) осадочные породы: доломиты, известняки и конгломераты. Севернее, в бассейне р. Харбей, вскрываются габбро-диориты и гранодиориты, а также базальты, а к северу от р. Ляпин — пироксениты, дуниты, перидотиты, граниты и гранито-гнейсы. Валуны из перечисленных пород встречаются в приуральской части равнины.

В. Н. Соколов (1960) для ст. Обской, в низовьях Оби, определил валуны из амфиболитовых, кварцево-серицитовых, хлорито-цоизито-амфиболитовых сланцев. Реже встречаются валуны и гальки из гнейсов и метаморфизованных песчаников, пород ультраосновного и основного состава, главным образом пироксенитов, редко базальтов, иногда диоритов, гнейсовидных гранитов, единично-туффитов, туфопесчаников и аргиллитов. Эти породы сходны с породами, развитыми в центральной зоне и на восточном склоне Полярного Урала.

В низовьях р. Оби, по данным геологов ВАГТ, встречаются валуны из габбро, перидотита, кварцита, кремнистых пород, сланцев, известняков, песчаников и других пород уральского комплекса. Однако они не приводят ни количественных данных, ни полного списка петрографического состава валунов. Интересные сведения приводят П. П. Генералов (1965) для бассейна р. Северной Сосьвы, Ю. Ф. Захаров (1965) для северного Зауралья, Л. Н. Ивановский (1939) для бассейнов рр. Казыма и Надыма (табл. 3). Из моренных суглинков, обнажающихся у фактории Помыт на р. Казым, определены валуны габбро, диорита, кварцита, кварцевых песчаников, гнейса, змеевиков, слюдястых сланцев, дунитов, немного гранита, белого кварца, куски магнитного железняка и большое

количество ультраосновных пород. В верховьях Казыма обнаружена галька халцедона, гранита, габбро-диоритов и темных, вероятно, ультраосновных пород.

По мере продвижения на восток уменьшается количество валунов в суглинках и их размеры, а петрографический состав становится однообразнее.

У подножия берега Обской губы, в 5 км западнее устья р. Надым, В. В. Барковым в 1948 г. найден обломок глинистого известняка с обрывками кораллов. В. А. Ивания (1953) определила кораллы *Rugosa*, относящиеся к девонским родам *Thamnophyllum* Репеске и *Renekiella* S o s h k. Возраст известняка средне-верхнедевонский, а ближайшее коренное местонахождение — Северный Урал.

И. В. Рейнин (1960) из зырянских отложений бассейна р. Надым собрал в котловине выдувания 200 галек и макроскопически определил их петрографический состав (в %): кварц (46), кварц сливной (14); кремьень темный (11), кремьень светлый (11), диабаз (4), песчаник белый (6), песчаник красный (1), агат (1), основная порода (1), яшма сургучная (2), яшма черная (3), сланец кремнистый (1). В отложениях надпойменной террасы р. Танловой И. В. Рейнин собрал 100 галек, среди которых на долю кварцевых приходилось 57%, кремня 17%, кварцитов 7%, диабазов 7%, песчаников 5%, метаморфических сланцев 4%, яшмы 2%, основных эффузивных пород 3% и кислых интрузивных 1%.

Более полный список петрографического состава валунов и галек по сборам экспедиции Томского университета и геологов ВСЕГЕИ для бассейнов рр. Надыма, Казыма и Пура приводится в табл. 3.

По данным В. Н. Соколова (1960), на Ямале, Тазовском п-ове и Пур-Обском междуречье распространены валуны и галька из пород уральского комплекса. На Тазовском п-ове Ю. Ф. Андреев и Ж. М. Белюсова (1961) обнаружили во многих пунктах выходы на поверхность эоценовых опок, обломки которых в большом количестве содержатся в четвертичных отложениях. Эти же авторы находили гальку из диабазов, мезозойских песчаников, известняков, кварца, халцедона. Г. И. Лазуков (1970) утверждает, что здесь встречается обломочный материал и сибирского и уральского комплекса, причем последний преобладает.

В приледниковой зоне распространены галечники, петрографический состав которых чрезвычайно разнообразен. Они переносились из различных областей.

1. Часть материала поступала в зону в тобольское время с юга по обширным долинам прарек. Из собранных нами в 1963—1965 гг. в обских ярах, на участке Колпашево — Кривошеино, галек определены кварциты (21,6%), порфириды (14,5%), песчаники (4,8%), граниты (13,3%), гранодиориты (6%), легматиты (3,7%), роговики (6%), реже — биотитовый гнейс (2,4%), кварцевый порфир (1,2%) и др. Оказалось, что петрографический состав галек из обских яров весьма сходен с составом галек, описанных ранее Д. А. Дранищным по рр. Кенге, Чузику и Парабели. Позднее, в 1946 г. нами произведены дополнительные сборы галек в бассейнах этих рек. По р. Кенге, в 31 км выше ее устья, найдены гальки каменного угля из юрских пород центральной части Кузбасса (Ларинцев, 1948). Нами отвергается флювиогляциальная природа этих галечников и доказывается принос их с юга речными льдами в эпоху великих прарек досамаровского времени.

2. Гальки переносились реками с востока также в доледниковое время, когда формировались отложения ларьякской свиты. В составе галек преобладают кварц, кремьень, яшма и песчаники.

3. На востоке и юго-востоке равнины развиты верхнемеловые пески,

которые содержат гальку. Переотложение песков реками и перенос гальки в центральную часть равнины вполне возможны.

4. Резко отличается по составу обломочный материал из флювиогляциальных отложений, синхронных максимальному оледенению Западной Сибири. Так, на востоке, в бассейнах рр. Сыма и Большого Дубчеса, Ю. П. Казанский (1956) выделяет по составу обломочного материала две области. В бассейне Большого Дубчеса валуны и галька не отличаются от соседних с севера ледниковых, но местами возрастает количество галек из кремнистых пород, переотложенных из верхнемеловых пород. По правому берегу р. Сым валуны и галька представлены роговиками, кварцево-рогообманковыми сланцами, гнейсами, пегматитами, кварцевыми порфирами и кремнистыми породами, т. е. породами Енисейского кряжа. По-видимому, такого же происхождения и обломочный материал, обнаруженный Л. А. Рагозиным и С. В. Суховым по р. Кольчиму, правому притоку Сыма, и принятый ими за морену нижнечетвертичного ледника. «Макроскопически они напоминают удерейские сланцы Енисейского кряжа, имеющие докембрийский возраст. Под микроскопом среди них определены: кварцевый сланец, серицитовый филлит, диорит-порфирит, габбровый сланец и другие породы» (1951, с. 234). Распространены гальки из подобных пород и по р. Б. Касу. В низовьях р. Сым встречается валуны и галька из пород осадочно-эффузивного комплекса Сибирской платформы и метаморфических формаций Енисейского кряжа (Мизеров и Стрижова, 1964). Таким образом, состав обломочного материала свидетельствует о несомненном его переносе с востока на запад. Преимущественно с востока поступала галька, распространенная по р. Тыму.

Очень разнообразна по составу галька в бассейне р. Васюган, на что обратил внимание еще Н. А. Нагинский (1953), объяснявший ее приток как с севера от ледникового покрова, так и с востока. К северу от р. Васюгана, в бассейнах рр. Ильяка, Ларь-Егана в суглинках действительно много трапповых валунов и галек. Из наших сборов 1967 г. В. А. Янковский изучил микроскопически 50 галек, из которых 37 трапповых (74%). Поэтому в северную часть бассейна р. Васюган, где располагалось приледниковое озеро, на льдинах могли переноситься от края ледника трапповые гальки. В это же озеро мог попадать обломочный материал с востока и юга. Однако наличие гальки траппов в южной части бассейна требует дополнительного обоснования, так как со времени Н. А. Нагинского (1953, 1959) сбором и изучением петрографического состава галек никто не занимался. Геологической съемкой установлено, что здесь развиты не озерные глины и флювиогляциальные пески, синхронные максимальному оледенению, как это считал Н. А. Нагинский, а породы более древнего возраста. Следовательно, наличие там трапповой гальки пока остается загадкой.

Обилие галек из пород трапповой формации Сибирской платформы по р. Демьянке подтверждает существование и здесь крупного приледникового озера, куда они попадали на льдинах от края ледника, располагавшегося в бассейне Б. Югана.

О коренных выходах дочетвертичных пород

Прежде чем устанавливать области сноса обломочного материала и пути его транспортировки, необходимо ответить на вопрос: имеются ли коренные выходы дочетвертичных пород в северной и центральной частях Западно-Сибирской равнины?

В прошлом, когда о геологическом строении равнины знали очень

мало, некоторые геологи объясняли находки валунов и галек в пределах равнины наличием якобы имеющихся здесь коренных выходов каменных пород. Сейчас на равнине пробурены тысячи глубоких скважин, проведена сейсморазведка и структурно-картировочное бурение. Геофизической и геологической съемками охвачена почти вся площадь. Геологическое (особенно глубинное) строение равнины изучено хорошо. Установлено, что палеозойский фундамент здесь залегает на глубине 2—3 км, а слагающие его породы выходят на дневную поверхность лишь у подножья Урала и Средне-Сибирского плоскогорья. Казалось бы, что ни о каких выходах каменных пород не может быть и речи. Однако некоторые геологи до сих пор продолжают писать о наличии этих гипотетических выходов. На чем же основываются их столь ответственные утверждения? Кратко ответим на этот вопрос.

На левом берегу р. Енисея палеозойские породы описаны еще И. А. Лопатиным (1897) в трех пунктах. В 5 км выше г. Игарки они представлены плотными темно-серыми известняками с кварцево-известковистыми прожилками. Эти известняки, как отмечает И. А. Лопатин, находились совместно с траппами. Против о-ва Лудного он описал глинистые сланцы, глинистые известняки и кварциты. Выход мергелистых известняков и плотных мергелей обнаружен против устья р. Хантайки. Позднее И. В. Лебедев считает их протерозойскими. Предположение И. А. Лопатина о наличии выходов каменных пород в верховьях р. Игарки (левый приток Енисея) не подтвердилось.

В старой литературе часто встречаются указания на выходы или близкое к поверхности залегание палеозойских пород, особенно в Приенисейской части равнины. М. Ф. Кривошапкин (1865), Н. В. Латкин (1892) и А. И. Толмачев (1925) писали, основываясь на сомнительных данных Ю. И. Кушелевского (1864), что в бассейне р. Таз имеются залежи каменного угля и графита. Это дало возможность С. В. Обручеву (1932) продолжить Тунгусский угленосный бассейн на Таз-Енисейское междуречье. Позднее И. Я. Ермиловым (1935) на составленной им геологической карте также почти на всем этом междуречье показаны отложения пермокарбона. И. Я. Ермилов основывался, по-видимому, на наблюдаемых им здесь неясных выходах траппов, которые, как справедливо заметил В. Н. Сакс (1937), еще не доказывают наличия угленосных осадков тунгусской свиты. Н. П. Туаев (1937) также упоминает о выходах палеозоя в бассейне р. Таза как продолжении окраинных складок Тунгусского бассейна. Позднее он же пишет об островах палеозойских пород в верховьях р. Б. Хеты, представляющих продолжение Сибирской платформы в виде Игарского вала (Туаев, 1941).

На геологической карте, изданной в 1940 г., показаны выходы траппов у оз. Советского и в верховьях Б. Хеты, основанием также явились сомнительные данные И. Я. Ермилова (1935). Он же и С. В. Обручев (1932) писали о выходах траппов на Гыданском п-ове по р. Юрибей и на мысе Мамонта. Эти и другие указания о выходах палеозойских пород в арктической части равнины не соответствуют действительности (Соколов, 1960).

Во время многолетних исследований нам удалось осмотреть почти все пункты, где, согласно литературным источникам, имеются выходы палеозойских пород. Оказалось, что описанные И. Н. Шуховым (1915) каменные породы на речках Б. и М. Покатках и И. Я. Ермиловым — по Советской речке образованы скоплениями валунно-галечного материала, вымытого из ледниковых и ледниково-морских отложений. «Неясные выходы коренных образований предположительно палеозойского возраста... в верховьях Турухана», наблюдаемые во время зимних маршру-

тов И. Я. Ермиловым (1935, с. 16), на самом деле представляют типичные валуны зырянского ледника, двигавшегося со Средне-Сибирского плоскогорья. Не были обнаружены нами и выходы палеозойских пород по берегам озер Советского и Маковского, что подчеркивается также А. И. Поповым и С. П. Качуриным (Сакс, 1953). Ничего подобного нами не обнаружено и при повторном осмотре берегов оз. Советского и Советской речки в 1967 г., оз. Маковского в 1970 г. Проведенные геофизические исследования и бурение скважин показали, что палеозойский фундамент здесь погружен очень глубоко. Во время геологической съемки нигде коренные выходы пород не были обнаружены. Следовательно, прежние указания о выходах палеозойских пород не подтвердились новейшими данными.

Предположительно выходы палеозойских пород показывались в виде большого острова на Таз-Вахском водоразделе (Эдельштейн, 1926). Во время геологической съемки в 1952 и 1955 гг. нами установлено, что никаких выходов палеозоя здесь нет, а широко распространены породы верхнего мела, олигоцен и особенно четвертичные валунные суглинки и пески (Земцов, 1957). Позднее работавшие здесь сотрудники ВНИГРИ также не обнаружили палеозойских пород.

Имелись указания о выходах палеозойских пород и в центральной части равнины, в Нарымском крае. Еще О. В. Маркграф писал, что «уцелевшие горные образования наблюдаются даже в Васюганских болотах» (1895, стр. 206). Несколькими позднее, в 1903 г. А. П. Выдрин утверждал, что выходы кристаллических пород (гранитов, порфиринов и диабазов) наблюдаются в низкую воду по рр. Кенге, Васюгану и Чижапке. Против такой трактовки возражал еще Д. А. Драницын (1915), принявший их за размытую морену сибирского ледника. Однако уже Я. С. Эдельштейн (1926) был не согласен с мнением Д. А. Драницына и писал, что «крайне локализованные» скопления галек и валунов на р. Кенге не могут считаться перемытой мореной древнего ледника, двигавшегося с Урала, так как состав валунов из пород южных горных систем противоречит этому допущению. В. А. Обручев (1931) также считал их принесенными с юга. Позднее В. А. Обручев, касаясь этого же вопроса, уже предполагал, что «отдельные большие глыбы могли быть принесены плавучими льдами в этот бассейн издалека, например, с Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, но целые прослой галек и валунов скорее указывают на присутствие местных выходов древних коренных пород (может быть, размытого продолжения Киргизских складок Зюсса) под толщами озерных наносов» (1937, с. 59). Л. А. Рагозин (1946) считал эти скопления обломками коренных пород, лежащими на оси Чулымской валообразной структуры.

Западнее, в бассейне р. Демьянки, основываясь на данных В. А. Дементьева, проводившего там исследования в 30-х годах, Н. П. Туаев писал о находках остроугольных плит уралитизированного диабаза в Янышкинском яре на р. Демьянке, а также по опросным сведениям «скал синеватых», стекловатых эффузивных пород в верховьях р. Чай» (1937, с. 53). В 1941 г. он уже пишет об острове палеозойских сланцев на р. Демьянке. Позднее Я. С. Эдельштейн (1944) обращает внимание на выходы древних пород (диабазов?) по р. Туртасу.

Большинство перечисленных здесь сведений получено или опросным путем, или же основывалось на предположениях, исходящих из возможного тектонического строения фундамента равнины. Побывав лично на многих указанных здесь «выходах коренных пород», мы убедились, что никаких «выходов» в действительности нет, а галька принесена сюда извне.

Сейчас несомненно доказано геофизическими методами, а также

глубоким бурением, что палеозойские породы фундамента этой части равнины также залегают на значительных глубинах и перекрыты мощным плащом рыхлых отложений. Следовательно, не может быть и речи о выходах их на дневную поверхность или близком к ней залегании. К югу от Нарымского края, на Межовской площади, расположенной на южной периферии Васюганского болота, скважинами граниты вскрыты только на глубинах 2120 и 2456 м (Маркевич, 1966). Структурно-поисковые же скважины, глубиной до 500 м, пробуренные в бассейнах Бакчара, Парбига, Чаи и других рек, нигде не вышли из меловых осадков.

Ближайшие выходы пород палеозоя: гранитов у Кольвани (на р. Оби) и глинистых сланцев с интрузиями диабазов у г. Томска — отстоят от скоплений валунно-галечного материала в Нарымском крае на расстоянии более 300 км по прямой линии.

Коренные выходы юрских пород также известны только у восточного склона Урала и низовьях Енисея. В центральных и северных районах равнины они фиксируются скважинами и геофизическими методами на больших глубинах. Поэтому мало вероятны имеющиеся в литературе сведения о наличии коренных выходов юры в центральной части равнины. Описанные В. И. Громовым (1934) в 1929 г. у юрт Еутских, на р. Б. Югане, выходы юрских пород тогда можно было признать таковыми, ибо о глубинном строении центральной части равнины мы по-настоящему ничего не знали. Но даже и в то время это было сенсацией. В. И. Бодылевский (1936), определивший из этих пород фауну белемнитов и пелеципод верхневолжского яруса, писал: «Излишне подчеркивать чрезвычайное значение этого открытия, сделанного в центре громадной площади, покрытой, как до сих пор было известно, лишь послетретичными образованиями...». Отсюда понятно, что описанные В. И. Громовым юрские породы на Б. Югане явятся, как увидим ниже, объектом дальнейшего более подробного изучения и оживленной дискуссии, которая продолжается вот уже более 40 лет.

Действительно ли это коренные выходы? Уже в 1934 г. В. Г. Васильев (1946) в результате проведенных в бассейне р. Б. Югана геологических работ с применением бурения установил, что описанные В. И. Громовым юрские породы представляют в действительности ледниковый отторженец. Под ним залегают четвертичные и олигоценовые отложения, возраст которых доказывался многочисленными лабораторными анализами. Н. А. Нагинский (1948), критически проанализировав материалы В. Г. Васильева и подробно в 1946 г. изучив обнажение Еутской горы, принял компромиссное решение. Нижнюю часть разреза толщи он назвал антиклинальной складкой юрских пород, а в верхней — четвертичной толще — обнаружил втиснутую сильно помятую глыбу юрских глин, которая принесена, как он полагал, ледником.

В 1953 г. для выяснения условий залегания юрских пород С. Б. Шацким (1955, 1965, 1966) была пробурена 250-метровой глубины скважина с поверхности Еутской горы, высота которой над урезом воды в реке равна 24 м. В результате бурения было установлено, что юрские породы залегают в четвертичных отложениях в виде крупного ледникового отторженца. Под четвертичной толщей на глубине 40—45 м вскрыты верхнеолигоценовые алевриты. Эти данные подтверждены в 1956—1958 гг., когда по р. Б. Югану был пробурен профиль колонковых скважин глубиной от 450 до 580 м. Скважины под четвертичными отложениями также вскрыли осадки олигоцена, мощность которых достигает 300 м. Коренные же юрские породы здесь фиксируются сейсмикой лишь на глубине 2600—2800 м. Перечисленными работами последних лет вполне определенно установлено, что коренных выходов юрских пород в бассей-

не Б. Югана нет (Шацкий, 1965). На этом можно было бы и поставить точку. Однако до сих пор дискуссия по этому, казалось бы, решенному вопросу продолжается. Г. Ф. Одинец (1966) на основе собственной интерпретации материалов В. Г. Васильева признает эти юрские породы коренными выходами. По его мнению, между юрскими породами и прислоненными к ним отложениями плиоцена проходит крупный сброс. Выход юрских пород на Югане обусловлен, как он пишет, тектонической дислокацией — сбросом. Несколько раньше И. Л. Кузин, И. В. Рейнин и Н. Г. Чочиа (1961) допускали выброс крупной глыбы юрских пород сквозь мощную толщу мезозойско-кайнозойского покрова вулканическими силами. Они также объясняли образование выступа юрских пород косым тектоническим взбросом, ибо у юрт Еутских, как известно, проходит одна из зон крупных глубинных разломов фундамента равнины. Наличие таких разломов в фундаменте доказано. Они секут его разновозрастные структуры на отдельные блоки, которые могли перемещаться и, по-видимому, перемещались с разной амплитудой относительно друг друга. Но перемещения блоков амплитудой в несколько сотен метров и даже километров в пределах Юганской впадины маловероятны. Близкое к поверхности залегание таких блоков здесь не подтверждено геофизической съемкой. Пробуренная Тюменским геолуправлением в 1963 г. на Еутской горе контрольная скважина повторила разрез предыдущих скважин Васильева и Шацкого. Еще раз было подтверждено, что никаких юрских пород здесь нет. Нужно было искать новые объяснения, ибо Н. Г. Чочиа и И. Л. Кузин являются ортодоксальными противниками ледниковой теории и в существование отторженцев не верят. В 1964 г. ими было предложено новое объяснение: эти породы не юрские, а верхнеолигоценые и образовались в приустьевой части крупной реки, истоки которой находились или в бассейне Турухана или на Верхне-Тазовском своде, где юрские породы, по их мнению, находятся неглубоко от дневной поверхности. Отсюда и сносился обломочный материал — валуны, гальки, раковины юрской фауны, пыльца и споры. Необходимо отметить, что еще В. А. Обручев писал: «...по слухам, в бассейне р. Таза найдена континентальная юра, что позволяет отодвинуть южный берег верхнеюрского моря далеко на север, к низовьям Енисея, где мы находим морские отложения, возраст которых спорный» (1938, с. 954). Однако последующие геолого-съемочные работы и тематические исследования в бассейне р. Таза и эти сведения не подтвердили. Не обнаружили юрских пород здесь и сотрудники ВНИГРИ в 1963—1965 гг. По данным Л. Я. Проводникова, в Верхне-Тазовском своде эти породы залегают на глубине 1,5 м. Поскольку свод разбит сбросами на отдельные блоки, то возможно, что один из них залегает ближе к поверхности. Но транспортировка отсюда огромной глыбы возможна только ледником.

В статье, посвященной специально проблеме «ледниковых отторженцев», Н. Г. Чочиа и И. Л. Кузин пришли к выводу, что «толща осадков, содержащих мезозойскую фауну (речь идет о юрских породах. — А. З.), образовалась в четвертичное время в условиях обширного водного бассейна, в непосредственной близости от достаточно крупных выступов, сложенных юрскими и меловыми породами» (1966, с. 226). Иными словами, авторы уже не признают юрские породы Б. Югана коренными выходами, но все-таки склонны их видеть поблизости. Н. Н. Милюкова (1968) еще более определенно допускает, что юрские породы были развиты на северо-востоке от «отторженца» и глыба могла попасть в водоем непосредственно из коренного выхода. Где этот коренной выход? Она, по понятным причинам, не указывает, так как в природе его не существует.

К настоящему времени и к востоку, и к северу от бассейна Б. Югана пробурены сотни глубоких скважин, проведены детальная сейсморазведка и геологическая съемка. Однако предполагаемые гипотетические выходы юры не были найдены. Поэтому упомянутые авторы по крайней мере поспешили взять слова ледниковый «отторженец» в кавычки. Наличие юганского, как и многих других отторженцев, является фактом, необъяснимым с позиций антигляциализма.

В литературе по Нарымскому краю также имеются указания о выходах юрских глинистых сланцев по рр. Васюгану и Черталю (Жилинский, 1907), по рр. Парбигу, Бакчару и Чузику (Ильин, 1930; Кучин, 1932, 1940) и Ильяку. На основе этих сведений М. К. Коровин писал, что «...континентальная толща юры в последнее время намечается и в левобережной области р. Оби, где она выступает из-под толщи четвертичных образований Васюгана» (1932, с. 329). Н. П. Туаев (1937), основываясь на данных Навака, показывал юрские сланцы на р. Чижапке, а Я. С. Эдельштейн (1944) по рекам Нарымского края. Нами в 1945—1946 гг. выполнены маршруты по р. Черталю, Чузику, Кенге и Парабели. Во многих береговых ярах здесь вскрываются третичные слоистые глины и ни в одном не обнаружены глинистые сланцы юры (Земцов, 1953).

Н. А. Нагинский (1947), проанализировав старые сообщения и осуществив ряд экспедиционных исследований по рекам Нарыма, пришел к правильному выводу: глинистые сланцы, которым раньше приписывали юрский возраст, в действительности являются плотными слоистыми глинами миоцена. В. А. Николаев и Е. В. Шумилова, проводившие в 1948 г. съемку бассейна р. Чай, заметили, что здесь до сих пор не было геологических съемок, но несмотря на это, ряд авторитетных авторов в своих печатных работах упорно развивали легенду о широком развитии в бассейне р. Чай юрских образований.

В конце 50-х годов в Нарымском крае пробурены сотни скважин до 500 м глубиной, но ни одна из них не вскрыла юрских пород. В 1963—1965 гг. нами проведена геологическая съемка бассейна р. Чай с применением ручного и колонкового бурения; составлены геологические карты. Картировались только четвертичные и палеогеновые отложения и не были обнаружены юрские породы, которые, судя по опорным скважинам и геофизическим данным, залегают здесь на глубине более 2 км.

Таким образом, имеющиеся материалы подтверждают отсутствие коренных выходов как палеозойских, так и юрских пород в северной и центральной частях равнины. Валунно-галечный материал и глыбы юрских пород не местного происхождения, а принесены сюда извне.

Только отложения верхнего мела, в отличие от более древних пород, будучи широко распространенными и залегающими неглубоко от дневной поверхности, вскрываются в естественных обнажениях по берегам многих рек приенисейской и приуральской частей равнины. Распространение их подчинено структурно-тектоническим особенностям. В тектонических прогибах и впадинах они погружены на 100—200 м ниже уровня моря, а в ядрах сводов (например, Верхне-Тазовского) и куполовидных поднятий вскрываются на абс. отметках до +100 м. Они слагают крупные возвышенности современного рельефа равнины, которые в плейстоцене являлись областями сноса. Отложения эти рыхлые и не могли быть источниками местных валунов. Только редко встречающаяся в верхнемеловых песках мелкая галька попадала в четвертичные отложения. Встречаются и отторженцы меловых пород.

Палеоген, в отличие от верхнего мела, представлен местами более плотными породами: опоками, опоконидными глинами, песчаниками,

диатомитами и диатомовыми глинами. На севере равнины, особенно в Обь-Пуровском междуречье, они местами выходят на поверхность и являются источниками местного обломочного материала. Рыхлые отложения континентального палеогена представлены песками некрасовской серии, в которых, по данным Н. Г. Чочиа и др. (1968), имеются прослой гравия и гальки. По мнению же Ю. Ф. Захарова (1969), ни в одной из скважин и ни в одном из обнажений на севере и в центре равнины никто из исследователей не находил песчано-галечных отложений континентального палеогена. Ознакомившись с новейшими данными по стратиграфии и литологии отложений мезозоя и кайнозоя (кроме четвертичных) севера Западной Сибири, опубликованными в трудах ВНИГРИ (ред. Н. Г. Чочиа, 1968), мы пришли к выводу, что сколько-нибудь существенного содержания галек в этих отложениях нет. Поэтому они не могли быть источниками обогащения валунами и галькой четвертичных валуноносодержащих пород. Редко встречающаяся в песках некрасовской серии галька очень мелкая и по составу она резко отличается от галек в четвертичных отложениях. На северо-востоке и в центральной части равнины во время многолетних работ нами также не были обнаружены дочетвертичные пески с галькой.

В центральной части равнины, в районе с. Самарово, опоковидные глины эоцена залегают почти горизонтально на глубине свыше 400 м (Шацкий, 1965). Ранее здесь также предполагали выход блока опоковидных глин на поверхность. В действительности этот блок оказался ледниковым отторженцем (Васильев, 1946; Шацкий, 1965). Убедительная критика иных гипотез о природе Самаровского отторженца (Крапивнер, 1969) дана сибирскими геологами (Архипов и др., 1971) и Г. И. Лазуковым (1972). Следует только добавить, что механизм переноса ледником громадных отторженцев из непрочных опоковидных глин еще далеко не выяснен и вызывает сомнения. М. Г. Гросвальд и Д. Я. Иоффе (1973) полагают, что многие гляциодислокации, в том числе и на севере Западной Сибири, могут быть связаны с механизмом выдавливания — нагнетания под влиянием нагрузки ледника.

Области сноса и руководящие валуны

Изложенный выше фактический материал позволяет наметить несколько областей сноса, откуда поступали в пределы равнины эрратические валуны. На западе областями сноса были Полярный, Приполярный и Северный Урал, где развиты преимущественно комплексы кислых изверженных и метаморфических пород и в меньшей мере основные и ультраосновные интрузивы, а на востоке — Средне-Сибирское плоскогорье, в частности горы Путорана, затем Таймырский п-ов с горами Быр-ранга. В их строении преобладают эффузивы основных пород. Частично областью сноса была северная окраина Енисейского края, сложенная преимущественно метаморфическими удерейскими сланцами докембрийского возраста (рис. 8). Возможно, некоторая часть обломочного материала поступала с островов Северной Земли, о чем свидетельствует наличие североземельских валунов на островах Кирова и Воронина в Карском море.

Центры ледников и находились в перечисленных горных районах, сложенных различными по петрографическому составу породами. Первые исследователи считали валуны из гранита руководящими для уральского, а трапповые — для сибирского ледниковых покровов. Однако такие противопоставления не оправдались, ибо позже были найдены гра-

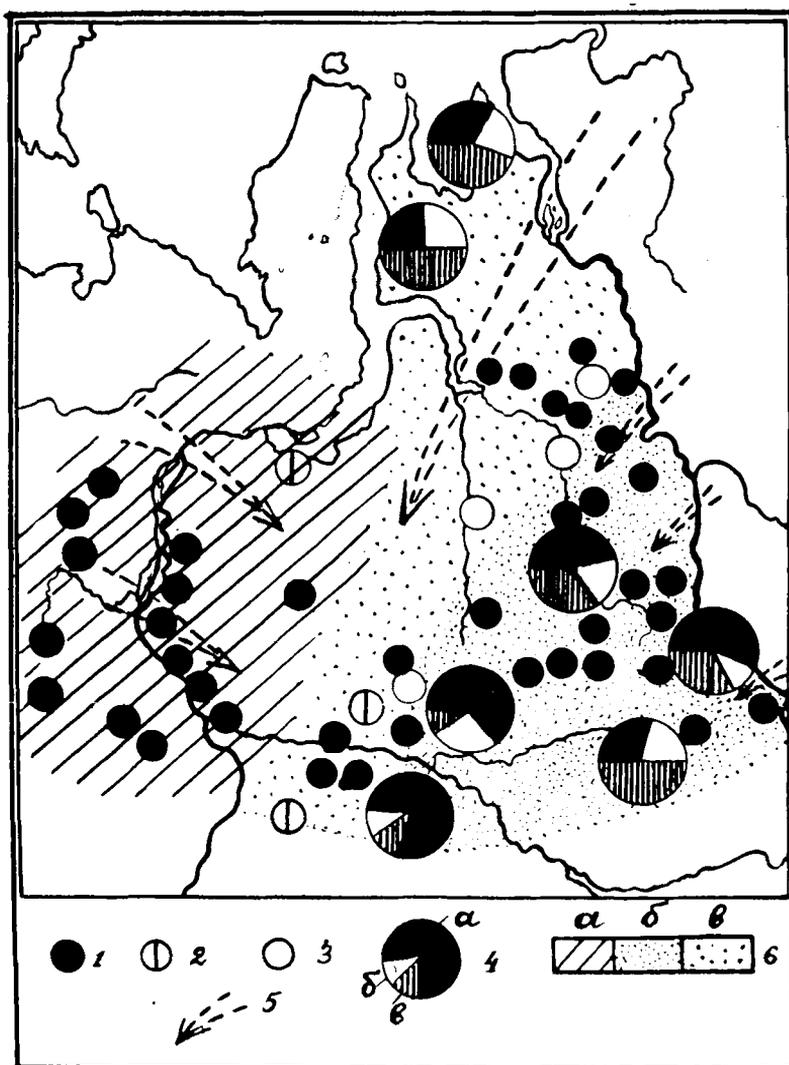


Рис. 8. Схема распространения валунов на севере Западной Сибири:
 1 — глыбы размером более 1,5 м в диаметре; 2 — валуны из пород, содержащих флору и фауну; 3 — валуны таймырских гранитов; 4 — процентное соотношение валунов из пород: а — магматических, б — метаморфических, в — осадочных; 5 — основные направления транспортировки валунов: а — уральских, б — среднесибирских, в — среднесибирских и таймырских. Площади распространения валунов

нитные валуны на площади, занимаемой таймырским покровом. На площади же уральского покрова они встречаются редко и не являются характерными.

Списки руководящих комплексов валунов для сибирского и уральского ледниковых покровов приводит Н. А. Нагинский (1959). В свете новых данных эти списки должны быть коренным образом пересмотрены и уточнены. Многие валуны, которые Н. А. Нагинский считал руководящими для сибирского комплекса, были обнаружены на площади, занимаемой уральским ледниковым покровом. Таковы валуны из диабазы, габбро, порфирита, яшмы, халцедона, доломита, диорита, спилита, мрамора, аргиллита, опоки и др. Вместе с тем, указанные еще В. А. Обручевым (1931) характерные для Урала перидотиты, пироксениты и амфиболиты не были названы Н. А. Нагинским.

В пределах только уральского ледникового покрова встречены валуны перидотита, дунита, габбро-пироксенита, анортоизита, биотизированного сиенита, сиенито-диорита, плагиогранита, аплита, гранито-гнейса, гранито-гнейса слюдяного, кератофира, кварцевого порфириода, кварцевого роговика, филлита, серпентинита (змеевика), горного хрусталя, амфиболитового, рогообманкового и слюдяного гнейса, ожелезненного песчаника, а также сланцев: амфиболитового, глауконитового, кварцево-слюдяного, кварцево-серицитового, кварцево-хлоритового, кристаллического, слюдяного, хлорито-цоизито-амфиболитового и гнейсовидного (табл. 3). Далеко не все валуны могут быть названы руководящими. Последние должны очень хорошо отличаться от других по составу. Коренные выходы достаточно твердых пород, из которых состоят руководящие валуны, должны быть точно установлены и показаны на карте. Исходя из этих требований, мы отобрали руководящие комплексы валунов для отдельных районов севера Западной Сибири.

По нашим данным, руководящим комплексом для уральского ледникового покрова являются валуны из ультраосновных пород перидотитов, габбро-пироксенитов и дунитов, а также змеевиков или серпентинитов, которые образовались в основном за счет перидотитов. Коренные выходы этих пород установлены только на Урале. Валуны из них сравнительно легко отличаются по петрографическому составу от других, более устойчивы от истирания и мало подвержены процессам выветривания. Чаще встречаются валуны из пород кварцево-филлитовой формации, среди которых преобладают филлиты — метаморфические сланцевые породы обычно зеленого цвета. Характерны валуны зеленых гнейсовидных сланцев, гранито-гнейсов, слюдяных и рогообманковых гнейсов, плагиогранитов, кератофира, кварцевого порфириода и аплита.

Только в пределах сибирского ледникового покрова нами обнаружено более 50 разных по петрографическому составу валунов (табл. 3). Кроме того, для сибирской площади, в частности для бассейнов рр. Таза, Ларь-Егана, левобережья Ваха и Пур-Вахского междуречья, мы имеем количественные подсчеты, позволяющие увереннее наметить руководящие комплексы. Из 550 собранных здесь валунов 52% приходится на долю магматических пород, среди которых значительно преобладают (более 80%) валуны долерита, базальта, диабазы, габбро-диабазы (Земцов, 1973).

Привлекая дополнительно данные С. Л. Троицкого, С. А. Архипова и Ю. А. Лаврушина, можно установить несколько областей сноса материала на площади северо-востока равнины.

Еще М. М. Фрадкин (1946) и Н. А. Нагинский (1959) подметили существенные различия петрографического состава валунов в пределах некоторых бассейнов рек на площади Сибирского ледникового покрова.

Например, состав валунов, распространенных в бассейнах рр. Пура, Надыма, Торм-Яуна, Лямина и Агана, более близок к породам гор Бырранга, чем Средне-Сибирского плоскогорья. Н. А. Нагинский (1959) относил к ним валуны гранита, сиенита, микросиенита, микродиорита, гранит-аплита, анамезита и мелафира. Среднесибирскими он считал валуны лейкогранита, граносиенита, кварцевого диорита, которые распространены в бассейнах рр. Югана, Ваха и Таза.

Новые данные позволяют более определенно выделить руководящие валуны для таймырских и среднесибирских ледников. Для таймырских ледников С. Л. Троицкий (1966) называет руководящими валуны белого двуслюдяного гранита, биотитового гранита, лейкогранита, гранит-порфира, граносиенита, эгиринового сиенита, лампрофира, розового кварцита, некоторых субщелочных пород и полимиктовых песчаников с отпечатками *Noeggerathiopsis* sp. и др.

Для среднесибирских ледников руководящими, по нашим данным, являются валуны преимущественно из эффузивов основных пород трапповой формации Средне-Сибирского плоскогорья, среди которых наиболее часто встречаются оливиновые долериты офитовой структуры и базальты диабазовой структуры. Валуны из этих пород в бассейне р. Таза, например, составляют около 30% от всего количества (358). Причем на долю только долеритов приходится около 20%. Реже распространены валуны и галька из туфов и туфолов, вулканического стекла, трахита и андезита. Характерны также валуны из серицитовых, эпидотовых, эпидот-хлоритовых и эпидот-амфиболитовых сланцев, галька боксита.

Таблица 4

Петрографический состав галек из отложений тобольского горизонта Среднего Приобья

Порода	Количество	%
Гранит	11	13,3
Гранодиорит	5	6
Гранит-порфир	5	6
Кварцевый диорит	3	3,7
Порфирит	12	14,5
Кварцевый порфир	1	1,2
Кварцит	18	21,6
Пегматит	3	3,7
Роговик	5	6
Гнейс биотитовый	2	2,4
Сланец	2	2,4
Песчаник	4	4,8
Кварц	2	2,4
Сидерит	4	4,8
Туфобрекчия	1	1,2
Эффузивы (андезит и диабаз)	2	2,4
Габбро	2	2,4
Кварцевый монцонит	1	1,2
Всего	83	100

Встречающиеся в бассейнах рр. Пура, Пима, Надыма, Лямина, Агана и Ларь-Егана, т. е. в центральной части Западно-Сибирской равнины, валуны анамезита, оливинового анамезита и анамезит-базальта могут быть также названы руководящими. Мнение Н. А. Нагинского (1959) о таймырском происхождении этих валунов не подтверждено С. Л. Троиц-

ким, который не упоминает их в своем списке. Они не обнаружены нами только в бассейнах рр. Таза и Ваха.

Среди обломочного материала, поступавшего с северной окраины Енисейского кряжа, наиболее характерны валуны и в основном галька метаморфических пород, представленных удерейскими сланцами докембрийского возраста, а также серицитового филлита, пегматита.

Для приледниковой зоны Западно-Сибирской равнины данных пока недостаточно, чтобы надежно наметить руководящие комплексы гальки в четвертичных отложениях. Однако пути переноса гальки, входящей в состав отдельных свит четвертичных отложений, известны. Галька из тобольской свиты поступала по долине Пра-Оби с юга. Наиболее характерными, чаще встречающимися в Среднем Приобье, являются гальки кислых интрузивных пород: гранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, на долю которых приходится 24% от всего количества галек (табл. 4). Такого же состава галька имеется также в бассейнах рр. Парабели и частично Васюгана. Среди галек нет типичных для Урала пород: перидотитов, пироксенитов и серпентинитов, на что обращал внимание еще В. А. Обручев (1931). Резко отличаются они по составу и от валунно-галечного материала ледниковой зоны, где значительно преобладают основные породы. Высокий процент галек гранита, гранодиорита, порфирита и кварцита скорее всего говорит о их связи с породами южных сибирских гор.

В приенисейскую часть приледниковой зоны галька переносилась с востока, в частности с Енисейского кряжа.

Часть вторая

...Еще любопытнее знать: каким образом они (валуны) переселились, реками или другою какою-либо движущею силою?

Г. Е. Щуровский, 1856

Он (валун) мог быть продуктом разрушения местной породы, он мог быть принесен рекою во время наводнения или речным льдом, он мог быть выдвинут из воды современными береговыми льдами (речными, озерными и морскими), и, наконец, он мог быть принесен издалека плавающими морскими льдами или же ледниками.

П. А. Кропоткин, 1876

В первой части статьи было доказано, что в пределах Западно-Сибирской равнины нет коренных выходов палеозойских и юрских пород, а распространенные там валуны являются эрратическими и принесены из соседних гор. Но каким образом они перенесены на равнину? Это одна из сложнейших палеогеографических загадок, которая интересовала в прошлом и интересует многих исследователей до сих пор. Тем не менее однозначного ее решения пока не найдено.

П. А. Кропоткин (1876), основатель теории материкового оледенения равнин, придавал исключительно большое значение происхождению валунов. В XVII главе II неопубликованного тома «Исследования о ледниковом периоде» он подробно анализирует возможные пути переноса валунов в пределы Русской равнины. П. А. Кропоткиным перечислены, пожалуй, все сколько-нибудь заслуживающие внимания факторы переноса валунов. Они приведены нами частично в эпиграфе.

И. Г. Пидопличко (1956) насчитал 32 современных и прошлых фак-

тора переноса и накопления валунов в пределах равнин Европы. Из них более десятка, по его мнению, имеют сравнительно широкое распространение, а остальные — спорадическое. Из приведенных им факторов приемлемы для Западно-Сибирской равнины лишь несколько. И. Г. Пидопличко считает важным фактором перенос обломочного материала реками и речным льдом во время ледохода. Какова же роль последних в переносе материала на Западно-Сибирскую равнину?

О переносе обломочного материала реками и речным льдом

Естественно, что такой перенос возможен лишь в условиях умеренно прохладного климата средних широт при наличии льда на реках, стекавших с соседних гор. Поэтому маловероятен он в неогене и особенно в палеогене с его весьма теплым и влажным климатом, благоприятствующим произрастанию, наряду с теплолюбивой широко- и мелколистной Тургайской флорой и субтропической растительности. Интересующую же нас половину Западной Сибири море покинуло лишь в конце олигоцена, после чего началось развитие речной сети. Однако трудно представить, чтобы в неогене в центральной части равнины был холодный климат, а реки покрывались надолго льдом, если на ее юге в условиях аридного климата на просторах саванн и степей обитали представители гиппарионовой фауны — жирафы, дикие лошади и страусы.

Интересные данные в этом отношении приводит Ж. Трикар (Tricart, 1959) о современных процессах рельефо- и осадкообразования в субтропической и тропической зонах. В реках, протекающих по тропической зоне, как правило, пишет он, нет гальки. Она не может переноситься на значительные расстояния, так как подвергается интенсивному химическому разложению. В субтропиках же сохраняется галька наиболее устойчивых к выветриванию пород — кварца, кремня, яшмы. Даже такие устойчивые к выветриванию породы, как базальты, долериты, диориты и диабазы, превращаются в песок и глину. При трансгрессиях возникают не базальные галечники, а в основном пески. Возможно, с этим связано отсутствие значительных скоплений галечников, а тем более валунов в отложениях палеогена центральной части равнины.

Многолетние геологические исследования убеждают в том, что галька и валуны сосредоточены именно в четвертичных отложениях. Только они представлены валунодержащими суглинками и песками.

При значительном похолодании климата в плейстоцене стал возможен перенос валунов и галек речными льдами не только в ледниковые эпохи, но и в межледниковья. Особенно же благоприятными для образования галечников были гляциальные и перигляциальные условия в плейстоцене в пределах Западно-Сибирской равнины. Отсутствие растительности в то время способствовало интенсивному воздействию эрозии на породы. Действительно, в отложениях четвертичных прарек встречаются галечники в русловом аллювии. Реки способны были переносить гальку на определенные расстояния. Но это отнюдь не говорит о том, что повсеместно распространенный на севере равнины валунно-галечный материал и содержащие его породы имеют флювиальный генезис, как это утверждают некоторые авторы.

Какие же реки могли переносить этот материал на север равнины? Главной рекой равнины сейчас и, видимо, в плейстоцене была Обь с ее многочисленными притоками. По Оби и должен был бы транспортироваться материал. Она берет начало в горах Алтая и, вступив на равнину, протекает в рыхлых песчано-глинистых отложениях. Это типичная равнинная река, уклоны которой в среднем составляют 0,04%, а скорости

течения колеблются от 0,2 до 0,5 м/сек. Максимальная скорость в верховьях не превышает 1,8 м/сек.

Как далеко могла переносить Обь валуны с Горного Алтая? С. Ф. Дубинкин и О. М. Адаменко (1968), оспаривающие наличие морен и ледниковых валунов в предгорном районе у г. Бийска, приводят интересные сведения. В основании монастырской толщи по генезису соответствующей русловой фации аллювия крупной горной реки (типа современной Катунь у с. Маймы), а по возрасту нижне-среднеплейстоценовой, залегает валунно-галечный материал, среди которого встречаются валуны до 1 м в диаметре. Последние и принимались многими исследователями за ледниковые. С. Ф. Дубинкин и О. М. Адаменко считают их речными, но справедливо сомневаются в возможности даже такой крупной горной реки переносить валуны далеко на равнину. Поэтому допускают, что во время формирования аллювия с валунами горы были гораздо ближе к Бийскому району, то есть существовали такие условия, какие имеют место сейчас при выходе р. Катунь из гор. Они указывают на отдельные возвышенности палеозойского фундамента между г. Бийском и с. Сроstickами, погребенные сейчас под толщей аллювия и свидетельствующие о бывших здесь ранее горах. Несомненно, что при таких условиях перенос крупных валунов горной рекой возможен.

По данным А. М. Малолетко (1963), в начале среднечетвертичной эпохи Пра-Бия и Пра-Катунь, сливаясь в районе с. Сроstickи, образовали Пра-Обь. Долина ее была несколько смещена к северо-востоку по отношению к современной и выполнена аллювием, содержащим гальку и мелкие валуны (10—15 см) кристаллических пород. Пра-Обь продолжала существовать в течение всей этой эпохи, а в верхнечетвертичную эпоху в ее долине сформировалась серия надпойменных террас. Отложения наиболее высокой (50—60 м) в верховьях р. Оби у г. Бийска представлены песками с примесью гальки и валунов. В отложениях 22—25 м террасы р. Оби галечник прослеживается почти до устья р. Чарыш, тогда как в других — лишь до слияния Бии и Катунь. Этот факт А. М. Малолетко объясняет увеличением водности и транспортирующей способности Оби, в связи с потеплением климата в каргинский век.

Река Обь, выше г. Новосибирска, местами вскрывает палеозойские породы — источники обогащения галькой и частично валунами отложенной плейстоцена. У г. Камня в нижнеплейстоценовых отложениях имеется галька кварца, кварцитов, роговика, кремня, яшмы хорошей окатанности и размером до 5—6 см в диаметре. Есть также слабо окатанные обломки зеленых порфиров и серовато-зеленых песчаников, которые залегают вблизи г. Камня на правом берегу р. Оби (Вдовин, 1956). В районе г. Новосибирска и ниже по течению р. Оби вплоть до с. Багурино, в ее русле известны выходы палеозойских пород, прорванных гранитными интрузиями. В отложениях нижнего плейстоцена, вскрываемых р. Обью у сс. Вороново, Уртам, Заобского, Киреевского до самого устья Томи, хорошо прослеживается слой галечника мощностью до 5 м. В его составе преобладают гальки кремней и кварца. Галечники мощностью не более 1 м также залегают в основании тобольской свиты и в русловом аллювии террас (Нагорский, 1962).

Итак, генезис описанных галечников несомненно речной. Это подтверждается условиями их залегания в основании руслового аллювия (базальный горизонт), линейным распространением — они выполняют широкую долину Пра-Оби и современной Оби, формой и степенью окатанности галек и, наконец, их петрографическим составом, представленным породами южных гор. Наблюдается, как видим, закономерное уменьшение количества и размера галек вниз по течению р. Оби. Далее,

галечник сосредоточен в типичных аллювиальных отложениях, залегающих под мощной толщей суглинков и глин, синхронных самаровскому оледенению севера равнины. В ледниковой зоне, в пределах широтного течения р. Оби, размер галек обычно не превышает 2 см в диаметре, а встречаются они исключительно редко в песках тобольской и ларьякской свит. Отложения последних в ледниковой зоне перекрываются суглинками и песками с крупными валунами и галькой. Следовательно, валуно-содержащие отложения формировались позже. Они не могли быть перенесены сюда Обью, как синхронные валуно-содержащим отложениям севера озерно-аллювиальные суглинки и глины без валунов и галек. Кроме того, упомянутые валуно-содержащие породы имеют площадное распространение, а валуны состоят преимущественно из траппов Средне-Сибирского плоскогорья. Принесены они сюда не с юга, а северо-востока. Если даже приписывать им речное происхождение, что, по нашему мнению, исключается, необходимо допустить существование здесь рек, текущих с севера или северо-востока на юг. Подобное представление о крупной реке, текущей с севера, высказали недавно И. Л. Кузин и Н. Г. Чочиа. Однако следов этой гипотетической реки никто из геологов не обнаружил. Эта гипотеза не может быть принята всерьез.

Какова же транспортирующая способность современной р. Оби? В русле Оби имеется очень мелкая галька даже в Нарымском Приобье. Но нигде за время многолетней геологической съемки здесь нам не приходилось видеть валуны и скопления галек ни в русле, ни на поверхности поймы, которая заливается почти ежегодно. В. П. Федоров (1958), изучая деятельность речного льда в низовьях р. Оби, также не наблюдал валуны на пойме. Однако он считает возможным перенос валунов речным льдом. Скопления валунов и гальки и связанные с ними формы микро-рельефа на пляжах низовьев р. Оби, описанные В. П. Федоровым, возникли, на наш взгляд, за счет размыва широко распространенных там ледниковых и ледниково-морских отложений, слагающих правобережный «материк» и, частично, путем местного перераспределения валунов — переноса их речным льдом не далее как от устья Иртыша. Это подтверждается тем, что в низовьях р. Оби не были обнаружены среди уральских среднесибирские трапповые валуны, которых так много в Сургутском Приобье.

Таким образом, современная Обь способна, видимо, переносить лишь мелкую гальку на сравнительно небольшие расстояния. В прошлом ее транспортирующая способность была более значительной, но и тогда она не переносила крупного обломочного материала в массовом количестве.

По р. Томи, которая вскрывает вплоть до г. Томска палеозойские породы, а ее русло устлано галечниками, также не транспортируется крупный обломочный материал в пределы равнины. Уже в устье Томи количество галек значительно убывает, а их размеры уменьшаются. В четвертичных отложениях, вскрываемых р. Томью, известны галечники у с. Ярского мощностью до 10 м, а под Лагерным садом у г. Томска мощность их сокращается до 1 м.

В долине р. Чулыма единичные валуны до 3—4 м в диаметре обнаружены на расстоянии 50 км от хребта Арга, обломками слагающих пород которого они являются. Г. М. Сергеев (1964) считает, что эти валуны транспортировались льдом во время ледохода.

Р. Иртыш — типичная равнинная река, начиная от г. Семипалатинска, протекает в рыхлых кайнозойских отложениях и не вскрывает палеозойских пород, которые могли бы быть источниками обломочного материала. По данным З. А. Сварической и М. С. Тэн (1966), в Павло-

дарском Прииртышье вскрываемые р. Иртышом среднечетвертичные пески содержат гравий и гальку, принесенную реками с Казахского мелкосопочника. Аллювий III террасы Иртыша в районе г. Семипалатинска представлен преимущественно галечником, а в Павлодарском Прииртышье — преобладают уже гравийные пески с подчиненными прослоями мелкозернистых песков и алевритов. Вниз по течению Иртыша, как и по Оби, уменьшается количество и крупность обломочного материала. Мелкая галька встречается в песках тобольской свиты низовьев Иртыша. У пос. Демьянского обнаружены гальки из кварца, кварцитов, диабазовых порфиритов, эпидот-хлоритовых сланцев, амфиболитов, перидотиты и габбро (Волкова, 1966). Нередко они сцементированы в конгломерат, где есть гальки железистого песчаника чаграйской свиты верхнего олигоцена. В. С. Волкова считает, что областями сноса галечника, судя по петрографическому составу, был Урал и Казахстан.

В самаровское время в низовьях Иртыша был подпрудный водоем, куда поступал материал с севера и северо-востока, что подтверждается наличием трапповой гальки по р. Демьянке. Сток вод из этого водоема, видимо, осуществлялся на юг по Тургайской ложбине, где распространены озерно-аллювиальные отложения (Бобоедова, 1966). В отложениях этого времени в низовьях Иртыша количество и размер галек уменьшается с севера на юг.

В отличие от рр. Оби и Иртыша, Енисей нельзя назвать типичной равнинной рекой. 82% его водосборной площади расположено на Средне-Сибирском плоскогорье и в южных горах. Лишь около 10% территории равнины дренируют его небольшие левые притоки. На протяжении многих сотен километров он пересекает то горные хребты, то подмывает склоны плоскогорья. В русло современного Енисея и его долину поступает обломочный материал с гор. Доставляется он Ангарой, Подкаменной и Нижней Тунгусками. Попадает обломочный материал с разрушенных склонов плоскогорья, а также за счет размыва ледниковых и ледниково-морских отложений в низовьях.

Скорость течения Енисея местами на порогах достигает 7 м/сек (более 25 км в час). При такой скорости, по Эри, река может перекачивать по дну большие камни и без помощи льда. При скорости течения порядка 18 км/час. рекою могут переноситься валуны объемом не более 68 дм³ (Аполлов, 1952). Поэтому вполне естественно, что именно на р. Енисее наблюдался перенос обломков речными льдами, а также штриховка поверхности скал и валунов. Известны исследования П. И. Третьякова (1869), И. А. Лопатина (1871, 1897), Л. А. Ячевского (1895, 1904), позднее подтвержденные и дополненные И. Г. Пидопличко (1956), В. Г. Лебедевым (1956), С. А. Архиповым и З. А. Алешинской (1960), К. В. Курдюковым (1961), И. Д. Даниловым (1972). Последний, например, пишет, что созданные речным льдом на современной пойме р. Енисея формы рельефа по своему внешнему облику, размерам и строению напоминают ледниковые озы, друмлины, «курчавые скалы» и т. д. И если они окажутся на высоких надпойменных террасах, то могут быть приняты за ледниковые формы рельефа. С этим нельзя согласиться, ибо в низовьях Енисея такие формы рельефа встречаются только в области зырянского оледенения и их нет за ее пределами.

Енисей действительно переносит много каменного материала, который накапливается в его русле в виде корг и кекур, а также своеобразных мореноподобных отложений в аллювии поймы Енисея (Архипов, Алешинская, 1960). Эти отложения — специфическая фация енисейского аллювия, имеющего локальное распространение.

На левобережной пойме Енисея валуны встречаются очень редко.

Очевидно переносятся они льдом во время ледохода в основном по руслу Енисея. По рр. Турухану, Мангутихе, Пакулихе и другим левым притокам Енисея, пересекающим в нижнем течении его левобережную пойму, нами не обнаружены скопления валунов ни на поверхности поймы, ни в обнажающейся верхней части ее разреза. С поверхности поймы пробурено несколько десятков скважин глубиной до 20—25 м. Все они прошли мощную толщу переслаивающихся глин, суглинков и реже песков; лишь некоторые из них достигли руслового аллювия, представленного грубозернистыми песками и галечниками (Земцов, 1962). По р. Мангутихе обилие галек и валунов мы видели только после того, как миновали долину Енисея, проехав более 50 км на запад. П. Л. Пирожников (1931) встретил первые каменные пороги в русле Мангутихи лишь в конце шестидневного лодочного пути от ее устья.

Итак, современный Енисей переносит обломочный материал в основном по руслу, где и происходит его накопление и перераспределение. Льды во время ледохода, видимо, редко попадают на пойму, поэтому и валуны на ее поверхности встречаются эпизодически. Подобные процессы очевидно происходили и в прошлом.

Енисей — древняя река. Уже в верхнем палеогене и неогене Палео-Енисей протекал с юга на север, имея значительный уклон. В эоцено-эоцене сформировалась глубокая долина Енисея, которая имела врез, не уступающий современному, и протягивалась на севере Приенисейской Сибири в пределы шельфа (Горшков, 1968). В долине современного Енисея насчитывается 5 надпойменных террас, из которых самая высокая имеет неоген-четвертичный возраст. Надо полагать, что со времени своего становления Енисей являлся мощным барьером, препятствующим переносу обломочного материала в пределы Западно-Сибирской равнины его правыми притоками, стекающими со Средне-Сибирского плоскогорья. Весь поступающий каменный материал мог накапливаться только в его долине. Поэтому валунно-галечные отложения имеют узколокальное распространение, будучи сосредоточены в линейно вытянутой ложбине, выработанной Енисеем.

За долиной Енисея во внеледниковой зоне левобережной равнины в отложениях плейстоцена нет скоплений валунно-галечного материала енисейского происхождения. Обилие его на левобережье приенисейской равнины в границах ледниковой зоны нельзя объяснить приносом его речным льдом. Ибо развитые там валунодержающие отложения не имеют ничего общего с аллювием Енисея. Петрографический состав галек и валунов из валунодержающих отложений намного беднее и однообразнее, чем состав галек енисейского аллювия. По данным В. А. Зубакова (1957), в последнем соотношение пород Сибирской платформы с породами Енисейского кряжа и Саян равно 1 : 1, а во вмещающих аллювий валунодержающих отложения — 5 : 1. В более древнем, чем эти отложения, енисейском аллювии оно равно 1 : 2 или 1,5 : 2 и в более молодом — 1,5 : 1 и 2 : 1. Эти данные свидетельствуют о незначительном приносе енисейским льдом валунов в море. Следует отметить, что еще И. А. Лопатин (1871, стр. 303) писал: «...на пространстве от Енисейска до Подкаменной Тунгуски преобладают в валунах граниты и метаморфические осадочные породы. Далее, к северу, до Ледовитого моря, преобладают преимущественно разновидности трапповых пород». Н. Г. Загорская и др. (1965) отмечают, что в низовьях Енисея (район Большой Хеты) наблюдается большое разнообразие валунов, в середине (район Ермаково) они однообразны, на юге (район Верещагино) снова валуны представлены самыми различными породами. Такое соотношение мы объясняем приносом валунов с Енисейского кряжа и речным льдом по Енисею к южной

периферии ледникового покрова. В район Ермаково и в бассейн Турухана валуны транспортировались ледником со Средне-Сибирской платформы. В бассейн р. Большой Хеты валуны попадали также с Таймыра. Если в плейстоцене на севере Западной Сибири существовало море, то в случае переноса енисейским льдом с юга каменного материала последний должен был бы концентрироваться в море, главным образом, в районе устья. Этому допущению не противоречит и петрографический состав галек.

Только в приледниковой зоне енисейские воды частично стекали на восток по ложбинам стока, где и отлагался галечный материал.

О переносе валунно-галечного материала морскими льдами

Некоторые исследователи считают, что в неогене и плейстоцене на севере Западно-Сибирской равнины было море, где формировались ледово-морские отложения — прямой аналог сублиторальных накоплений современных арктических и северных морей. Наличие же валунно-галечного материала в них объясняется переносом плавучими морскими льдами, которые являлись основным транспортирующим агентом (Кузин и Чочиа, 1965; Генералов, Кузин, Зайонц, Крапивнер, 1970; и др.). Однако эти авторы, понизив возраст валунодержущих пород до неогена включительно, не в состоянии объяснить сколько-нибудь убедительно их генезис. А. И. Попов, возражая против такого понижения возраста валунодержущих пород, справедливо писал, что «вопрос о разное валунов и крупных глыб коренных пород при отсутствии оледенения, которое трудно себе представить в плиоцене, а тем более в миоцене, решается непросто. Один припайный лед, деятельность которого в плиоцене была, вероятно, тоже достаточно ограниченной, не в состоянии обеспечить подобный разнос валунника» (1965, с. 87). Невозможно, конечно, представить перенос валунно-галечного материала припаем и морскими паковыми льдами и накопление его на дне неогенового моря. Едва ли могло быть море, заливавшее равнину до 60° с. ш., значительно ледовитым при умеренно теплом (в миоцене) и более благоприятном, чем современный (в плиоцене), климате, когда по берегам этого моря росли хвойные леса с примесью широколиственных пород тургайского типа. Поэтому попытки доказать неогеновый возраст валунодержущих пород не имеют реальной почвы и не поддерживаются большинством ученых.

Более обоснован фактами плейстоценовый возраст валунодержущих пород. В каких же условиях они формировались?

Допустим, что в течение всего плейстоцена на севере равнины, до 60° с. ш., было море. Мог ли по этому морю припайным и плавучим морским льдом переноситься обломочный материал и отлагаться на его дне? В принципе это возможно. Климат плейстоцена в целом был более холодным, чем в неогене. В плейстоцене сформировалась мощная толща отложений ямальской серии, которая подразделяется на три свиты — полуйскую, казымскую и салехардскую (Кузин, Чочиа, 1965; Лазуков, 1970). Валунно-галечный материал содержится только в отложениях полуйской и салехардской свит, а в казымской его практически нет. Формирование отложений этих двух свит происходило во время похолоданий, которые многие исследователи связывают с оледенениями. Море безусловно было ледовитым. Однако А. И. Попов (1965) не без оснований замечает, что во время похолоданий море заполнялось паковыми льдами, которые препятствовали разносу обломочного материала припайным льдом, в результате на дне отлагались преимущественно песча-

но-глинистые осадки. Получается, что валуны и галька могли переноситься и отлагаться на дне в условиях, когда море лишено паковых льдов, то есть было менее ледовитым. Очевидно, таким оно могло быть во время формирования отложений казымской свиты при климате близком к современному. Маловероятно, что море, занимая равнину до 60° с. ш., было таким же ледовитым, как современное Карское море, находящееся за 70-й параллелью. Образование же припая и других ледовых явлений на этом море несомненно. Валуны и галька могли переноситься припаем и накапливаться в отложениях казымской свиты, однако их там нет в действительности. Следовательно, перенос обломочного материала припаем и плавучими льдами в это время существенного значения не имел. Кроме того, лед мог захватывать и переносить обломочный материал с узкой прибрежной полосы, которая вокруг предполагаемого Ямальского моря более чем наполовину представляла рыхлые осадочные породы. Только предгорья Урала и западные склоны Средне-Сибирского плоскогорья могли быть поставщиками валунов и галек, которые в прибрежной полосе морей обычно мелкие, очень хорошо окатаны, округлой, удлиненной или уплощенной эллипсоидальной формы. Морская галька по форме отличается от речной. Именно она и переносилась бы припаем и плавучими льдами, как это установлено на основе изучения современного осадкообразования в морях А. П. Лисицыным (1961). Однако подобные гальки с морского пляжа в валунодержущих породах севера равнины встречаются исключительно редко. Глубина воздействия льда на дно моря обычно не превышает 10 м (Лисицын, 1961). Таким образом, припай и плавучие льды не в состоянии захватывать и переносить крупные глыбы, валуны и тем более гигантские оторженцы на расстояние многих сотен и даже тысяч километров. Очевидно, не может быть речи и о создании этими льдами гляциодислокаций, захвате со дна моря глыб местных пород и переносе их на сколько-нибудь значительные расстояния. Видимо, донный лед мог захватывать и поднимать со дна моря мелкие глыбы местных пород и валуны. Но в таком случае на дне должны иметься выходы местных пород и валуны, ранее доставленные в море другими агентами. Здесь речь может идти лишь о локальном перераспределении глыб и валунов по дну моря. Непонятно также, как могли переноситься припайным льдом гальки и валуны из пород, коренные выходы которых располагались в сотнях километров от береговой линии моря и на высоте около 1000 м над его уровнем. Имеются в виду валуны с гребня Урала и гор Бырранга.

Распределение галек и валунов в пределах равнины и их петрографический состав совершенно не согласуются с разносом их припайными и паковыми льдами. Хотя эти льды и движутся по определенным траекториям, тем не менее имеются и отклонения. Ведь дрейф льда зависит не только от направления морских течений, но и от направления и скорости ветров, особенно штормовых, которые часто меняются. Отсюда неизбежен, например, занос валунов из уральских пород в восточную часть равнины и сибирских — на запад. Антигляциалисты считают такое смещение обломочного материала из различных питающих провинций одним из важнейших доказательств разноса его припайными и плавучими морскими льдами, а не материковыми ледниками. «Поскольку направление разноса грубообломочного материала плавучими льдами зависит от ряда причин (морские течения, ветровое воздействие, конфигурация береговой линии и т. п.), то, очевидно, в пределах одного и того же участка морского дна могут накапливаться валуны, принесенные с разных сторон» (Чувардинский, Киселев, 1969, с. 44). В действительности такого смещения на равнине нет.

Обломочный материал, переносимый припайными и плавучими морскими льдами и накапливаемый на дне моря, резко отличается по петрографическому составу от отложений, его вмещающих. По-видимому, этот материал попадал на дно моря эпизодически, рассеиваясь или образуя различного размера и неправильной формы линзы среди илесто-глинистых осадков другого генезиса (Лисицын, 1961). Невозможно объяснить образование на севере Западной Сибири осадков Ямальской серии до 300 м мощности только за счет обломочного материала, доставляемого припайными льдами. Этому противоречит, например, для северо-востока равнины, идентичность петрографического состава валунов (долериты, базальты, диабазы, габбро и др.) и вмещающих их отложений, тяжелая фракция которых на 70—80% состоит из минералов группы пироксенов. Последние являются одной из главных составных частей основных магматических пород Средне-Сибирского плоскогорья, в частности, долерито-базальтов, валуны из которых наиболее часто встречаются на северо-востоке равнины. В составе этих пород определены плагиоклаз (40%), пироксен (35%), оливин (10%), магнетит (5%), хромит и др. Первый, наряду с кварцем, значительно преобладает в легкой, а второй — в тяжелой фракциях валунодержавших пород. Единство состава валунно-галечного материала и вмещающих пород, а также резкое отличие их от состава подстилающих более древних меловых и третичных пород говорят о коренных изменениях тектонического режима и физико-географических условий в плейстоцене на северо-востоке равнины. Обломочный материал сюда стал поступать в огромном количестве со стороны Средне-Сибирского плоскогорья (Земцов, 1958). Резко отличаются по составу валунодержавшие, богатые минералами группы эпидота-цоизита и роговой обманки, породы плейстоцена от более древних и в низовьях р. Оби (Шумилова, 1968). Эти минералы содержатся преимущественно в метаморфических породах, особенно в зеленых сланцах, широко распространенных на Северном и Полярном Урале.

Итак, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что валунно-галечный материал одновременно с вмещающими его породами не мог транспортироваться припайными и плавучими морскими льдами, если бы даже имелись благоприятные условия для такого разноса. Очевидно, транспортировка осуществлялась более мощными факторами.

Ледниковые покровы и айсберги

Такими мощными факторами могли быть ледниковые покровы и айсберги. Принимая эти факторы за ведущие, мы тем самым признаем наличие материкового (горно-долинного, сетчато-предгорного или покровного) оледенения на соседних с равниной горных сооружениях — Урале, Таймыре и Средне-Сибирском плоскогорье. Отсюда или распространялись на равнину ледниковые покровы, или же поступали в море лишь айсберги, откалывающиеся от края ледников, спускавшихся с гор. Одни исследователи считают, что равнина в плейстоцене неоднократно покрывалась материковыми льдами, которые и переносили в ее пределы валунно-галечный материал, другие, сторонники дрейфовой гипотезы, эту роль приписывают айсбергам, которые плавали по морю, покрывавшему в течение почти всего плейстоцена север равнины.

Дрейфовая гипотеза возникла значительно раньше ледниковой и отнюдь не является новейшим достижением. Остановимся кратко на ее недостатках. Дрейфовая и недавно предложенная В. А. Зубаковым (1968) гипотеза шельфового оледенения могут быть применены для

объяснения разноса валунника только при наличии на севере равнины моря. В том, что море здесь было в плейстоцене, никто не сомневается. Но когда именно и какие площади оно занимало? Однозначного ответа на этот вопрос пока нет. Наиболее ортодоксальные маринисты показывают южную границу гипотетического моря по 60-й параллели. Но никаких доказательств ими не приводится. С таким же успехом ее можно дотянуть вплоть до предгорий Алтая, если принять за основу повышение уровня моря во время трансгрессии до 250 м и более (Линдберг, 1955). Единственным обоснованием границы моря по 60-й параллели является наличие в этих пределах валунодержущих пород. Получается, что море было, лишь потому, что здесь распространены валуны. Но ни в гипсометрическом положении, ни в формах рельефа, ни в отложениях не зафиксирована древняя береговая линия этого моря. Нет здесь и морских отложений.

Более умеренные маринисты границу предполагаемого моря проводят по северным склонам Сибирских Увалов. Однако и здесь никто из исследователей не видел следов абразии или аккумуляции на берегах этого моря. Морские же отложения, охарактеризованные фауной (моллюски, фораминиферы и комплекс диатомовых морских и солоноватоводных форм) установлены только на севере, в районе Полярного круга. Да и там они не составляют единого разреза, а прерываются континентальными моренами (Троицкий, 1969; Шумилова, 1971).

Если даже повышение уровня моря во время трансгрессии в Западной Сибири достигало 100 м, то обширные площади равнины, в частности Сибирские Увалы, оказались бы незатопленными. Трудно представить механизм транспортировки валунов и галек айсбергами с моря на эти возвышенности, где как раз и распространены неслоистые валунные суглинки. Допустим, что айсберги проникали в центральную часть равнины, южнее Сибирских Увалов, по долине р. Оби. Каким же тогда образом были занесены крупные валуны траппов со Средне-Сибирского плоскогорья в бассейн Б. Югана? Почему не произошло смешения валунов уральских и сибирских? С Енисея же занос трапповых валунов, по Линдбергу (1955), в то время был невозможен, ибо Енисей имел узкую долину, по которой айсберги не проникали на равнину.

Приняв границу моря по северным склонам Сибирских Увалов, мы не в состоянии объяснить наличие валунов за ее южными пределами. Безусловно, что айсберги не могли здесь «плавать» по суше и разносить валуны и отторженцы. Поэтому вполне естественно многие исследователи выделяют здесь ледниковые отложения, допуская покровное оледенение этой части равнины (Лазуков, 1970 и др.).

Учитывая несостоятельность представления — наличие моря на севере и ледниковых покровов на юге, В. А. Зубаков (1968) предложил гипотезу шельфового оледенения севера Западно-Сибирской равнины. Она основывается на сравнении условий существования шельфовых льдов и айсбергов и накопления ими осадков вокруг современной Антарктиды, в частности в морях Уэдделла и Росса. Правомерно ли такое сравнение? Само географическое положение названных морей и их конфигурация имеют мало общего с положением гипотетического Западно-Сибирского моря в плейстоцене. Моря Уэдделла и Росса широко связаны с океаном, вдаваясь тупыми углами в Антарктиду, покрытую мощной толщей льда. Море Уэдделла около 80° ю. ш. имеет ширину в 3 раза меньше, чем по 70° ю. ш., где оно открывается в сторону Атлантического океана. Огромные массы льда, поступающие в виде выводящих ледников с суши, и шельфовые льды свободно выносятся в открытый океан, где тают и рассеивают на больших площадях обломочный материал. Следует

заметить, что баланс современных шельфовых ледников Антарктиды нулевой, то есть весь поступающий лед полностью расходуется (Кручинин, 1965).

Западно-Сибирское море в плейстоцене тоже представляло залив Полярного бассейна. Однако этот залив имел не столь широкую связь с ледовитым бассейном, как моря Уэдделла и Росса с океаном. Он значительно глубже вдавался в сушу, которая лишь с востока была представлена невысокими горами. На западе же «Полярный и Северный Урал представляли собой полуостров, переходящий в цепь островов, разделявших два глубоких полузамкнутых бассейна» (Зубаков, 1968, с. 63). На Средне-Сибирском плоскогорье и архипелаге Уральских островов было горно-долинное или сетчато-предгорное оледенение. Основными поставщиками валунов и отторженцев должны были быть именно айсберги, а не шельфовые ледники, нараставшие в прибрежной части моря и не имевшие существенного значения в транспортировке обломочного материала. Далее, льды в Западно-Сибирском море двигались, как это явствует из распространения эрратических валунов, в пределы равнины преимущественно с северо-востока (горы Путорана и Бырранга) и северо-запада, то есть не в открытый океан, как в морях Росса и Уэдделла, а в сторону материка, внутрь мелководного залива, где должны были таять и сбрасывать валуны и гальку.

Каковы же были условия таяния льдов в южной части Западно-Сибирского моря? Необходимо иметь в виду, что шельфовое оледенение, по В. А. Зубакову (1968), могло развиваться при резком похолодании климата. Море с юга окаймлялось широкой полосой (до 52—53° с. ш.) тундры, где обитали шерстистые носороги и мамонты ранней формы. Граница же вечной мерзлоты располагалась в северной части Казахстана, а ее мощность даже на 58° с. ш. достигала 300—400 м. Безусловно, при таком суровом климате и крайне благоприятных особенностях Западно-Сибирского моря — его мелководности, изрезанности берегов, наличии островов и распресненности вод реками, развивались припайные льды. Судя по современным арктическим морям Ледовитого океана (Лаптевых, Чукотского, Восточно-Сибирского), припай мог распространяться на сотни километров в сторону моря. И если понимать образование шельфового льда, как его рисуют океанологи (Истошин, 1969), то на основе многолетнего припая мог здесь образоваться шельфовый лед. Море оказалось бы полностью забитым льдами. Поэтому продвижение айсбергов с севера, особенно таймырских и полярно-уральских, мало вероятно, или, во всяком случае, крайне ограничено. Льды, учитывая конфигурацию и положение залива, должны таять на месте, сгружая каменный материал, а не выноситься в открытый и теплый океан, как из современных морей Антарктиды. Ибо Ледовитый океан во время оледенения был намного ледовитее, чем сейчас, а вынос туда льдов из залива практически невозможен. Кроме того, течение в восточной части залива имело южное направление. Айсберги, следовательно, двигались в сторону залива. Лишь на западе последнего северным течением они могли выноситься в Ледовитый океан. Остается неясным, как айсберги с обломочным материалом северо-уральского происхождения перемещались против течения в район с. Самарово?

В таких условиях едва ли возможно сохранение нулевого баланса льдов. Скорее всего, происходило накопление льдов, которое в конце концов могло привести к оледенению этой части равнины. Иными словами, палеогеографическая обстановка в ледниковое время благоприятствовала развитию шельфового оледенения. Что же касается разноса грубообломочного материала, то она была далеко неудовлетворительной.

Айсберги не могли переносить из областей континентального оледенения по мелководному забитому льдами заливу крупных отторженцев, известных в различных районах равнины. Айсберги не обладали значительным «эффектом бульдозера». Они не могли срезать громадные глыбы коренных пород и переносить их на десятки и сотни километров без нарушения текстуры. Ведь мало вероятно, что эти породы на дне залива находились в мерзлом состоянии.

Четвертичные отложения севера Западно-Сибирской равнины отличаются по своим литолого-фациальным особенностям от айсберговых. По данным А. П. Лисицына (1961), айсберговые осадки содержат только остроугольные неокатанные камни, поверхность излома на которых свежая. На них нет ни штрихов, ни борозд. По форме обломки напоминают «дробленый камень». Валуны и галька окатанной формы составляют не более 0,5—1% от остроугольных обломков. В мореноподобных породах Западной Сибири, как известно, много угловато-окатанных валунов со следами ледниковой штриховки и полировки. Гальки имеют различные классы окатанности. Много и сравнительно крупных валунов. По подсчетам И. Г. Пидопличко, в области днепровского ледникового языка Русской равнины примерно на 3000 валунов приходится один более или менее крупный (свыше 100 см³), остальные представляют мелкую гальку. Примерно такое же соотношение наблюдается и в Западной Сибири.

Таким образом мы приходим к выводу о ведущей роли материковых покровных льдов в формировании мореноподобных отложений с валунами и галькой. Об этом свидетельствуют и особенности распространения последних, их петрографический состав, наличие громадных отторженцев и гляциодислокаций. Север Западной Сибири в плейстоцене неоднократно покрывался материковыми ледниками, занимавшими различные площади. Вместе с тем некоторые текстурные и структурные особенности отложений, наличие в них микрофауны и флоры сближают их с осадками, формировавшимися в водной среде. Несомненно, что оледенения севера Западной Сибири происходили в специфических условиях. Они лишь в какой-то мере были синхронными с морскими трансгрессиями. Это представление, разрабатываемое многими исследователями, в том числе и автором еще в 50-х годах, находит все больше сторонников. В последнее время убедительно доказывается гляциозостатическая природа морских трансгрессий на севере Евразии. Именно материковые оледенения вызвали трансгрессии в плейстоцене на фоне общего понижения уровня океана (Артюшков, 1969; Троицкий, 1969; Гроссвальд, 1970; и др.). Тектонические движения, по данным Е. В. Артюшкова, не были главными факторами развития плейстоценовых морских трансгрессий. Наоборот, последние находятся в резком несоответствии с характерными особенностями платформенных тектонических движений. За период двух оледенений и разделяющего их межледниковья, равный не более 200 тыс. лет, колебания уровня, вызванные тектоникой, не превышали 10—20 м.

О. К. Леонтьев (1970) приводит для четвертичного периода следующие цифры: 1) поступление воды в океан из мантии +1,5 м; 2) накопление осадков и вулканических продуктов +1 м; 3) поднятие срединных хребтов +4,5 м; 4) прогибание дна океана —18 м. Таким образом уровень океана понизился всего на 10 м. О. К. Леонтьев возражает против громадных морских трансгрессий в четвертичное время и считает приводимые Г. У. Линдбергом цифры порядка +200 м; —200 м; —300 м, характеризующие якобы колебания уровня океана, физически невозможными.

Рассматривая вопросы формирования уникальных месторождений газа в Тюменской области, В. Н. Корценштейн приводит убедительные

данные о наличии периодических покровных оледенений на севере Западной Сибири. Вызванные ими пульсирующие колебания температуры недр «явились теми внешними благоприятными импульсами, которые привели к невиданному по масштабам разгазированию системы и формированию уникальных по запасам газовых месторождений» (1970, с. 1369). При резких же колебаниях уровня Полярного бассейна (даже порядка —260 м, +460 м, —200 м) система не могла столь резко дегазироваться.

Итак, наступавший на равнину ледниковый покров был главным фактором разноса валунов и накопления мореноподобных пород. Вызванное этим покровом изостатическое прогибание земной коры способствовало образованию по его южной периферии подпрудных озерных бассейнов; а на заключительных стадиях отступления и распада ледникового покрова образовавшаяся изостатическая депрессия постепенно заполнялась морскими водами. Происходил размыв уже отложенных ледником морен и, одновременно, разнос айсбергами валунов, а также более мелкого обломочного материала и накопление на дне мореноподобных пород. Айсберговый разнос имел лишь второстепенное значение. Надо полагать, что не все площади, занятые ранее покровными ледниками, оказались дном моря. Наиболее значительные возвышенности, подобные Сибирским увалам, отличающиеся активными тектоническими поднятиями, после отступления ледника были сушей, где сохранились ледниковые формы рельефа, сложенные типичными континентальными валунными суглинками и песками.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Н. А. Описание Березовского края. — «Записки ИРГО», кн. XII, СПб, 1857.
- Алешков А. Н. По Северному Уралу. — «Известия ГГО», т. 63, вып. 4, 1931.
- Андреев Ю. Ф., Белоусова Ж. М. Геологическое строение Тазовского полуострова. — «Труды ВНИГРИ», вып. 186, 1961.
- Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд-во МГУ, 1952.
- Артюшков Е. В. Четвертичные оледенения и трансгрессии в Западной Сибири. — «Известия АН СССР», сер. геол., № 7, 1969.
- Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. — «Труды ГИН АН СССР», вып. 30, 1960.
- Архипов С. А., Лаврушин Ю. А. К стратиграфии четвертичных отложений Приенисейского района между устьями рек Бахты и Турухана. — Труды межвед. совещ. по разраб. стратигр. схем Сибири, 1957.
- Архипов С. А., Алюшинская З. В. О мореноподобных отложениях енисейского аллювия в связи с некоторыми вопросами стратиграфии четвертичных отложений Приенисейской Сибири. — В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. Изд-во МГУ, 1960.
- Архипов С. А., Волкова В. С., Гольберт А. В., Гудина В. И., Сакс В. Н., Троицкий С. Л. К палеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Критика основных положений антигляциализма. — «Известия Новосиб. отд. ВГО», вып. 5, 1971.
- Баклунд О. О. Общий обзор деятельности экспедиции братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г., вып. 1, СПб, 1911.
- Баклунд О. О. Горные породы Полярного Урала и их взаимные отношения. Ч. 1, СПб, 1912.
- Барков В. В. Материалы к геоморфологии р. Тым. — «Вопросы географии Сибири», вып. 2, 1951.
- Бер А. Г. О направлении движения ледника максимального оледенения на Приполярном Урале. — «Матер. по геом. Урала», вып. 1, 1948.
- Бобоедова А. А. О происхождении тургайской ложбины. — В кн.: Четвертичный период Сибири, М., 1966.
- Бодылевский В. И. О следах верхнего волжского яруса в Западно-Сибирской низменности. — «ДАН СССР», т. 1, № 1, 1936.
- Боч С. Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижне-сосъвинского и

Кондинского края Западно-Сибирской низменности. — «Труды Ком. по изуч. четв. периода», 5, 1937.

Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности. *Геостроптехиздат*, 1946.

Вдовин В. В. Кайнозойские отложения Каменско-Новосибирского Приобья. — «Труды Горно-геол. ин-та ЗСФАН», вып. 15, 1956.

Вдовин В. В., Проводников Л. Я. История формирования мезозойско-кайнозойских отложений и современного рельефа в бассейне р. Вах. Новосибирск, 1965.

Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, 1966.

Воробьев А. И., Черноусов С. И. Строение и физико-механические свойства четвертичных отложений междуречья Б. Салыма — Б. Бальжа. — «Труды НИИЖТ», вып. 90, 1969.

Высоцкий Н. К. Очерк третичных и четвертичных образований Западной Сибири. — В кн.: Геологические исслед. и развед. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 5, 1896.

Генералов П. П. К стратиграфии плиоцен (?) четвертичных отложений верховьев р. Северной Сосьвы. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Урала. М., «Недра», 1965.

Генералов П. П., Кузин И. Л., Зайонц И. Л., Крапивнер Р. Б. Основные черты палеогеографии Печорской низменности и бассейна Нижней Оби в новейшее время. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970.

Говорухин В. С. Западный берег Тазовской губы Карского моря. — «Уч. записки МГУ», сер. геогр., т. 2, вып. 19, 1938.

Городков Б. Н. Поездка в Салымский край. — «Ежегодник Тобольского губ. музея», т. 19, вып. 21, 1913.

Городков Б. Н. Западно-Сибирская экспедиция Российской Академии наук и Русского геогр. об-ва. — «Природа», 1924, № 7—12.

Городков Б. Н. Почвы Гыданской тундры. — «Труды Поляр. ком.», вып. 7, 1932.

Горшков С. П. О неотектонике приенисейской территории на участке от с. Означенного до Подкаменной Тунгуски. — В кн.: Проблемы геоморфологии и тектоники ороген. обл. Сибири и ДВ. 1968.

Гофман Э. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Т. 2, 1856.

Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби. Труды Ком. по изуч. четв. периода, III, вып. 2, 1934.

Гроссвальд М. Г. Некоторые особенности оледенений материковых шельфов. — «Матер. гляциолог. исслед.», № 16, 1970.

Гроссвальд М. Г., Иоффе Д. Я. Гляцигенные складки нагнетания в осадочных породах ледникового ложа и их значение для палеогеографии. — «Материалы гляциол. исслед.», № 21, 1973.

Данилов И. Д. Речной лед как фактор рельефообразования и осадконакопления. — В кн.: Проблемы криолитологии, вып. 2. Изд-во МГУ, 1972.

Дементьев В. А. Рельеф бассейна р. Вах и его история в четвертичное время. — «Известия ГГО», т. 66, вып. 1, 1934.

Дементьев В. А. Геоморфологический очерк долины р. Назым. — «Известия ГГО», вып. 4, 1936.

Дементьев В. А. Геоморфологическая характеристика бассейна р. Туртаса (прав. приток Иртыша). — «Известия ВГО», вып. 1, 1947.

Драницын Д. А. Материалы по почвоведению и геологии зап. части Нарымского края. — «Труды почв.-ботанич. экспед.», Ч. 1, вып. 1, 1915.

Дубинкин С. Ф., Адаменко О. М. Спускались ли ледники Горного Алтая в районы его предгорий. — В кн.: Кайнозой Западной Сибири, Новосибирск, 1968.

Дунин-Горкавич А. А. Север Тобольской губернии. Тобольск, 1897.

Дунин-Горкавич А. А. Тобольский Север. СПб, 1904.

Ермилов И. Я. Геологические исследования на Гыданском п-ове в 1927 г. — «Труды Поляр. ком.», вып. 20, 1935.

Ермолаев М. М. Геологический очерк островов центральной части Карского моря. — «Труды АНИИ», т. 87, 1937.

Жилинский И. И. Очерк гидротехнических работ в районе Сибирской ж/д по обводнению переселенческих участков в Ишимской степи и осушению болот в Барабе 1895—1904 гг. СПб, 1907.

Захаров Ю. Ф. Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения). — «Труды Зап.-Сиб. НИИГНИ», вып. 1, 1965.

Захаров Ю. Ф. Плейстоцен Северного Зауралья. — В кн.: Стратигр. четвертичных отложений Урала. М., «Недра», 1965.

Захаров Ю. Ф. О проблеме четвертичных оледенений Западной Сибири. — В сб.: Четвертич. геол. и геоморф. Сибири. Ч. 1, 1969.

Земцов А. А. Материалы к геоморфологии бассейна р. Парабели. — «Вопросы географии Сибири», вып. 3, 1953.

Земцов А. А. Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья. — «Труды ТГУ», т. 147, 1957.

Земцов А. А. Некоторые данные о минералогическом составе отложений мезозоя и кайнозоя бассейнов рр. Таза и Турухана. — «Научн. докл. высшей школы, геолого-геогр. науки», № 1, 1959.

Земцов А. А. Многолетнемерзлые породы в пойме Енисея. — «Труды Ин-та мерзлотоведения», т. 19, 1962.

Земцов А. А. Петрографический состав валунов и вопросы палеогеографии севера Западной Сибири. — «Известия АН СССР», сер. геогр., 2, 1973.

Зубаков В. А. К стратиграфии четвертичных отложений долины р. Енисей на участке Осиново — Туруханск. — В кн.: Труды межвед. совещ. по разработке унифицир. схем Сибири. Л., 1957.

Зубаков В. А. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири. — «Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода», № 35, 1968.

Иванин В. А. Первая находка обломка известняка с уральской фауной кораллов *Rugosa* около устья Надыма. — «Вопросы географии Сибири», вып. 3, 1953.

Ивановский Л. Н. Геоморфологические наблюдения в долинах рек Казым и Надым. — «Труды ТГУ», т. 95, 1939.

Ильин Р. С. Природа Нарымского края. Томск, 1930.

Истошин Ю. В. Океанология. Л., 1969.

Казанский Ю. П. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рр. Ильяка и Ларь-Егана, левых притоков Оби. — «Труды ТГУ», т. 132, 1954.

Казанский Ю. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рр. Б. Дубчеса и Сыма. — «Труды ТГУ», сер. геол., т. 135, 1956.

Келлер Б. М. Маршрутные геологические исследования р. Сым. — «Известия ГГО», 5, 1936.

Кольс Р. Е. Река Таз и атлас нижнего течения р. Таз. Изд. ГГО, 1930.

Коровин М. К. Геология Западной Сибири по новейшим данным. — Сб., посв. М. А. Усову. Томск, 1932.

Крайнер Н. П., П. А. Кропоткин о происхождении валунов. — «Труды Ин-та истории естеств. и техн. АН СССР», т. 42, вып. 3, 1962.

Корценштейн В. Н. О влиянии периодических оледенений на формирование уникальных газовых месторождений севера Тюменской области. — «ДАН СССР», т. 191, № 6, 1970.

Костров Н. А. Очерки Туруханского края. — «Записки Зап.-Сиб. отдела РГО», кн. III и IV, 1857.

Кривошапкин М. Ф. Енисейский округ и его жизнь. — «Известия ИРГО», т. I, часть II, СПб, 1865.

Кручинин Ю. А. Шельфовые ледники Земли Королевы Мод. Л., 1965.

Кузин И. Л., Рейнин И. В., Чочиа Н. Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении. — «Труды ВСЕГЕИ», т. 64, 1961.

Кузин И. Л., Чочиа Н. Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Осн. проблемы четверт. периода. М., 1965.

Кузин И. Л., Чочиа Н. Г. Самаровский и Юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири. — В кн.: Четв. период Сибири. М., 1966.

Курдюков К. В. Под действием речного льда. — «Природа», 1961, № 8.

Кучин М. И. Состояние вопроса по исследованию подземных вод Барабинской и Кулундинской степей Зап.-Сиб. края. — «Вестник Зап.-Сиб. геолого-развед. треста», вып. I, 1932.

Кучин М. И. Подземные воды Обь-Иртышского бассейна. — «Гидрогеол. СССР», вып. 16, 1940.

Кушелевский Ю. И. Северный полюс и земля Ямал. СПб, 1868.

Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Изд-во МГУ, 1970 (стратиграфия), 1972 (палеогеография).

Ларищев А. А. О возможных доманиковых отложениях на восточном склоне Сев. Урала. — «ДАН СССР», т. 62, № 4, 1948.

Латкин Н. В. Енисейская губерния и ее прошлое и настоящее. СПб, 1892.

Лебедев В. Г. Речной лед как рельефообразующий фактор. — «Известия ВГО», т. 88, вып. I, 1956.

Леонтьев О. К. Об изменениях уровня Мирового океана в мезозое — кайнозое. Океанология, т. 10, вып. 2, 1970.

Лидер В. А. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений Белогорского материка на р. Оби. — В кн.: Стратиграфия четв. отложений Урала. М., «Недра», 1965.

Лидер В. А. К вопросу о генезисе валунных суглинков в сев. части Евразии. — Пробл. изуч. четверт. периода (тезисы). Хабаровск, 1968.

Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., 1955.

- Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., 1961.
- Лопатин И. А. Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам Енисея к северу от 60° с. ш. — «Записки ИРГО по общей географии», т. IV. 1871.
- Лопатин И. А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г. — «Записки ИРГО по общей географии», т. XXXVIII, 1897.
- Макаров Я. А. О ледниковом отложении по правому берегу р. Иртыш. — «Труды СПб об-ва естествоиспыт.», т. XXI, вып. 1, 1891.
- Малолетко А. М. Палеогеография предальтайской равнины в четвертичном периоде. — «Труды Ком. по изуч. четверт. периода», 12, 1963.
- Мальцев Г. К. Маршрут Сургут-Вайсале. — «Бюлл. об-ва изучения края при музее Тобольского севера», № 1, 1930.
- Маркграф О. В. Великая Сибирская низменность, ее геологические особенности и ее значение для хозяйства и заселения страны. — «Землеведение», кн. II—III, 1895.
- Маркевич В. П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1966.
- Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири. Ч. I, отд. 2. СПб, 1861.
- Мизеров Б. В., Стрижова А. И. Основные черты палеогеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичном периоде. — «Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 44, 1964.
- Милюкова Н. Н. Палеогеография северного Предуралья и Зауралья в четвертичное время. — «Известия АН СССР», сер. геогр., № 3, 1968.
- Морозов П. А., Алексеев Е. Я., Каменских А. П. Некоторые геологические закономерности размещения месторождений строительных материалов. — «Труды Зап.-Сиб. НИГНИ», вып. 23, 1969.
- Нагинский Н. А. О действительном характере выходов дочетвертичных слоистых глин в Нарыме. — «Уч. записки ТГУ», № 5, 1947.
- Нагинский Н. А. Напорные образования и фазы развития ледникового покрова Западно-Сибирской низменности. — «Природа», 1948, № 12.
- Нагинский Н. А. О складчатом строении выхода юрских пород в центральной части Западно-Сибирской низменности. — «Уч. записки ТГУ», № 9, 1948.
- Нагинский Н. А. Из истории формирования рельефа бассейна р. Б. Юган. — «Вопросы географии Сибири», 1949, № 1.
- Нагинский Н. А. Оледенение Западно-Сибирской низменности. — «Природа», 1950, № 12.
- Нагинский Н. А. Приледниковая зона Васюганья. — «Вопросы географии Сибири», вып. 3, 1953.
- Нагинский Н. А. Вещественный состав ледниковых и приледниковых отложений Западно-Сибирской области четвертичного материкового оледенения. — «Уч. записки Туркменского ун-та», вып. 15, 1959.
- Нагорский М. П. Материалы к стратиграфии ниже-среднечетвертичных отложений Томского Приобья. — «Вестник ЗСГУ и НТГУ», № 2, 1962.
- Наливкин В. Д. Малоатлымские дислокации на р. Оби. — «Труды ВНИГРИ», вып. 158, 1960.
- Никитин С. Н. Пределы распространения ледниковых следов в центральной России и на Урале. — «Известия геолкома», т. IV, № 4, СПб, 1885.
- Никитин С. Н. Послетретичные отложения Германии в их соотношении к соответствующим образованиям России. «Известия Геолкома», т. V, № 1, СПб, 1886.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода на территории северной и центральной Азии. — «Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода», № 3, 1931.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1889—1917). Изд-во АН СССР, 1937.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 3, М., 1938.
- Обручев С. В. Тулунский бассейн, т. 1 и 2. — «Труды Всесоюз. геолого-развед. объединения», вып. 164, 1932.
- Одинец Г. Ф. О выходе юры в долине р. Б. Юган и перспективах нефтеносности этого района. — «Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода», № 31, 1966.
- Паллас П. С. Путешествие по разным местам Российского государства. Ч. 2, кн. 2. СПб, 1786.
- Пидопличко И. Г. О ледниковом периоде, вып. 4. Киев, 1956.
- Пирожников П. Л. К географическому познанию области, находящейся между Тазом и Енисеем. — «Известия ГГО», т. 63, вып. 1, 1931.
- Поляков И. С. Письма и отчеты о путешествиях в долину р. Оби. — «Записки Акад. наук», т. 30, 1877.
- Попов А. И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры. — В кн.: Основные проблемы изучения четв. периода. М., 1965.

Рагозин Л. А. Продуктивные формации стекольных и формовочных песков Томской области. — «Уч. записки ТГУ», № 1, 1946.

Рагозин Л. А., Сухов С. В. Обь-Енисейский водораздел между реками Кольчим и Орловкой. — «Вопросы географии Сибири», вып. 2, 1951.

Рейнин И. В. Новые данные о четвертичных отложениях бассейна р. Надым. — «Труды ВНИГРИ», вып. 158, 1960.

Рогожин В. В. Эратические валуны в северо-западной части Сибирской платформы, их распространение и генезис. — «Известия АН СССР», сер. геол., № 3, 1968.

Савельев А. А. Денудационная поверхность на Полярном Урале и некоторые вопросы его ледниковой истории. В сб.: «Геология кайнозоя севера Евр. части СССР». Изд-во МГУ, 1966.

Сакс В. Н. Геологический очерк Обь-Енисейской низменности. — «Труды Арктич. ин-та», т. 87, 1937.

Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — «Труды Горно-геол. упр.», вып. 22, 1946.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Сов. Арктике. — «Труды НИИГА», т. 77, 1953.

Сваричевская З. А., Тэн М. С. История среднеплиоцен-четвертичного осадконакопления в Павлодарском Прииртышье. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966.

Сергеев Г. М. Особенности геоморфологии и неотектоники в бассейне среднего течения р. Чулым. — «Известия АН СССР», сер. геогр., 6, 1964.

Сирич Н. А. О следах двух оледенений на Приполярном Урале. — «Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода», № 10, 1947.

Словцов П. А. Историческое обозрение Сибири, кн. 2, 1844.

Соколов В. Н. Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности. — «Труды НИИГА», т. 100, 1960.

Спафарий Н. Г. Путешествие Н. Спафария через Сибирь в 1675 г. — «Записки ИРГО по отд. этнографии», т. X, вып. 1. СПб, 1882.

Старосельцев В. С. Применение валуно-поискового метода при открытии Талнахского месторождения медно-никелевых руд. — В кн.: Осн. проблемы изуч. четв. периода. «Наука», 1965.

Третьяков П. И. Туруханский край. — Записки ИРГО по общей географии, II, 1869.

Троицкий С. Л. Общий обзор морского плейстоцена Сибири. — В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., 1969.

Туаев Н. П. Проблема нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. — «Нефтяное хозяйство», 1937, № 9.

Туаев Н. П. Очерки геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. — «Труды НГРИ», нов. серия, вып. 4, 1941.

Федоров В. П. К вопросу о геоморфологической деятельности речного льда. — В кн.: Вопросы физ. геогр. поляр. стран, вып. 1. Изд-во МГУ, 1958.

Федоров Е. С. Заметки о нахождении меловых и валунных отложений в приуральской части Западной Сибири. — «Известия Геолкома», т. VI, № 1, 1887.

Федоров Е. С. Новые данные по геологии Северного Урала. — «Известия Геолкома», т. VIII, № 1, 1889.

Финш О., Брэм А. Путешествие в Западную Сибирь. М., 1882.

Фрадкин М. М. Петрографический состав валунов на севере Западно-Сибирской низменности. — «Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода», № 8, 1946.

Хахлов В. А., Нагинский Н. А. Валуны с пермокарбовыми растениями в центральной части Западно-Сибирской низменности. — «Уч. записки ТГУ», № 10, 1948.

Чернов Г. А. О составе и условиях залегания валунных сутлинков в разрезе Пионерской горы. — В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М., «Наука», 1974.

Чочиа Н. Г. (ред.). Геологическое строение и прогноз нефтегазоносности северной Западной Сибири. — «Труды ВНИГРИ», вып. 263, 1968.

Чувардинский В. Г., Киселев И. И. О разное валуноного материала на Кольском полуострове. — В кн.: Природа и хозяйство Севера. Апатиты, 1969.

Шацкий С. Б. К вопросу о разновременности уральского и сибирского оледенений. — «Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода», № 20, 1955.

Шацкий С. Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Б. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. — В кн.: Основные проблемы изуч. четверт. периода, «Наука», 1965.

Шацкий С. Б. Примечание к статье И. Л. Кузина и Н. Г. Чочиа «Самаровский и Юганский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири». — В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966.

Шумилов а Е. В. К вопросу о минералогическом составе и условиях формирования моренных отложений Карым-Кары (р. Обь) и горы Пионерской (устье р. Иртыша). — В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, 1968.

- Шумилова Е. В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. «Наука», 1971.
- Шухов И. Н. Общий обзор бассейна р. Таз. Ачинск, 1915.
- Щуровский Г. Е. Эрратические явления. — «Русский вестник», т. 5, кн. 1-2, 1856.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. — «Известия Зап.-Сиб. отдела РГО», т. 5, 1926.
- Эдельштейн Я. С. К вопросу об оледенении Западно-Сибирской равнины. — «Природа», 1931, № 6.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности. — «Труды Ин-та географии», вып. 20, 1936.
- Эдельштейн Я. С. Схема тектонического деления Сибири и Дальневосточного края. — «Известия АН СССР», сер. геол., № 6, 1944.
- Яковлев С. А. Руководящие валуны, морены и границы распространения Ново-земельского оледенения. — «Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода», № 5, 1939.
- Яковлева С. В. Ориентировка валунов в основных моренах и ее значение для определения направления движения ледников — «Труды Ком. по изуч. четв. периода», т. 8, 1957.
- Ячевский Л. А. О геологической деятельности речного льда. — «Записки СПб минералогического общества», ч. 33, протокол № 2, 1896.
- Ячевский Л. А. К вопросу об образовании речного льда и его влиянии на скульптуру берегов рек. — «Геол. исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский район», вып. 5, 1904.
- Finsch O. Reise nach West-Sibirien im Jahre 1876. Ber., 1879.
- Pöhlle R. Beiträge zur Kenntnis der west-sibirischen Tiefebene. Zeitschrift Ges. Erd., Ber., № 1—2, 1918, № 9—10, 1919.
- Schmidt F. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung einer angekündigten Mammuthcävere ausgesandten Expedition. Mem. Ac. Imp. Sc. st. Ptsb. VII, ser. XVIII, № 1, 1872.
- Tricart J. Informacoes para a interpretacao paleogeografica dos cascalheiros. Notic. geomorfol., № 2, 4, 1959.
-

ЛОЩИННО-УВАЛИСТЫЙ РЕЛЬЕФ СТЕПНОГО ПРИОБЬЯ И КУЛУНДЫ И ЕГО ПРОИСХОЖДЕНИЕ

А. М. МАЛОЛЕТКО

Левобережье Оби к северу от Алтайских гор известно как Степное Приобское плато или Степное Приобье. Это невысокое, до 300—320 м плато, круто обрывающееся к долине Оби и постепенно понижающееся на запад, где оно сливается с Кулундинской аллювиальной равниной. Характерными формами рельефа Степного плато и Кулунды являются почти параллельные лощины северо-восточного направления, известные в литературе как лощины древнего стока (Кесь, 1935; Орлов, 1959), древние ложбины (или лощины) стока (Герасимов, 1935, 1940; Коляго, 1940; Федорович, 1961; Занин, 1958; Николаев, 1968 и др.). Приуроченность к этим формам рельефа сосновых боров дала основание называть их боровыми лощинами (Москвитин, 1952) или боровыми ложбинами (Лютцау, 1970). Иногда их называют долинами (Фиалков, 1964), древними долинами (Миханков, 1960; Мартынов, 1957) или впадинами (Биль, 1900). К образованиям такого же рода были отнесены и предгорные субширотные участки долин рек Песчаной, Камышинки, Ануя и Чарыша (Москвитин, 1952; Фиалков, 1964). Описанию этих форм рельефа и объяснению их происхождения посвящена довольно обширная литература. У авторов явно господствовало стремление объединить — генетически и морфологически — эти линейные формы рельефа в одну группу и дать им единое объяснение.

Основные гипотезы, предложенные для объяснения происхождения рельефа Степного Приобья и Кулунды, сводятся к следующему.

Б. Котта (1869; Cotta, 1871) рассматривал межлощинные увалы Приобья как дюны на побережье былого моря, почти параллельном краю поднимающихся на юго-востоке Алтайских гор. Позднее эта точка зрения на происхождение рельефа Степного Приобья была поддержана И. П. Выдриным и З. И. Ростовским (1899), которые, однако, отметили, что «такая гипотеза не может быть строго доказана для всех водораздельных плато, но, по-видимому, может быть с успехом применена к северо-западной самой низкой части округа» (с. 10).

Р. С. Ильин (1935) в гривном рельефе видел «...прямое отражение работы глубоких подземных вод, течение которых подчинено тектонике палеозойского ложа» (с. 77).

Большой популярностью пользуется эрозионная гипотеза, представленная несколькими вариантами.

Г. И. Танфильев (1902) предполагал, что ложбинный рельеф Кулунды был выработан водными потоками, стекавшими на северо-восток из Иртыша в Обь по мере отступления ледников. Б. Ф. Сперанский (1939)

причину перемещения иртышских вод видел в тектоническом развитии Бель-Агачского вала.

А. И. Москвитин (1940) и М. П. Нагорский (1941), К. В. Филатов (1961) видели в лощинах Степного Приобья долины рек, стекавших с Салаира в Кулундинскую низменность и Иртыш. При этом предполагалось, что «ни Иртыша, ни Оби в это время не существовало» (Филатов, 1961, с. 27). О стоке вод на юго-запад, в сторону Иртыша, писали П. А. Православлев (1933), И. П. Герасимов (1934, 1935, 1940); Г. В. Занин (1958), С. А. Коляго (1940), В. А. Мартынов (1957), В. И. Орлов (1959), В. Г. Лебедев (1959).

Все большее число сторонников приобретает тектоническая гипотеза. Еще Г. И. Танфильев (1902) предполагал связь взаимной параллельности лощин с геологическим строением страны. П. А. Православлев (1933) также считал, что параллельные долины Приобья Кулундинской степи образовались «на фоне, быть может, древних геоструктурных понижений района» (с. 49). Наиболее полно гипотеза тектонического заложения ложбин Степного Приобья была сформулирована А. И. Москвитиным (1952): «...все боровые лощины Степного Приобья являются ...следами нарушений земной коры — прабенов, проступающих сквозь мощную толщу рыхлых третичных и послетретичных отложений, перекрывающих здесь скальные породы палеозойского фундамента» (с. 112). В. А. Николаев (1968) также связывает заложение параллельных долин Кулунды с господствующим простираем палеозойских пород фундамента.

Несколько иной вариант тектонической гипотезы предложили ряд авторов, по мнению которых образование лощин и разделяющих их увалов обусловлено нормальной линейной складчатостью мезозойско-кайнозойского чехла (Геологическое строение..., 1958; Миханков, 1960; Мартынов, 1961).

Б. А. Федорович (1960, 1961) в образовании лощин Степного Приобья основную роль отводил ветру. Еще ранее Б. Ф. Сперанский (1939) также указывал на участие ветра в выработке параллельных ложбин Приобья.

Д. Н. Фиалков (1957, 1964) высказался в пользу гравитационного происхождения линейных форм Предалтайской равнины.

С. В. Лютцау (1970) считает, что «ложбины представляют собой денудационные формы рельефа (сквозные долины), выработанные в лессовидных толщах Приобского плато отчасти эрозийными процессами (на северо-востоке) и отчасти процессами древней дефляции (на юго-западе)... Прямолинейность долин объясняется заложением их по тектоническим зонам повышенной трещиноватости, находящимися в связи с безамплитудными разломами фундамента, причина которых, возможно, кроется в верхней мантии» (с. 10).

В последние годы нами и многими другими исследователями получен большой и разнообразный материал по геологии и палеогеографии Предалтайской части Западной Сибири, который позволяет критически оценить предложенные гипотезы образования линейных форм этой территории и сделать попытку объяснить их генезис.

Анализ материала позволяет линейные формы рельефа Верхнего Приобья по времени и условиям образования сгруппировать следующим образом: а) Предалтайские увалы, б) Порозихинская лощина, в) Алейская лощина, г) Барнаулкинская и Касмалинская лощины, д) Кулундинские лощины.

Предалтайские увалы

К северу от Алтайских гор до широтного отрезка долины р. Оби платообразная поверхность расчленена долинами рек Чарыша, Ануя, Камышенки и Песчаной на ряд субширотных увалов. Для каждого из увалов характерно асимметричное строение: северный склон их крутой, южный пологий.

Северный, Колыванский, увал имеет в длину 55 км при ширине от 2,5 до 6 км. На востоке увал ограничен долиной Ануя, на западе, постепенно расширяясь, сливается с Ануй-Чарышским междуречьем. Максимальная абсолютная высота увала (254 м) приурочена к восточному концу. Превышение увала над долиной Оби составляет 90—70 м, над уровнем Ануя — 70 м. Ануйский увал находится между р. Ануем и ее правым притоком — р. Камышенкой; относительная высота его достигает 40—50 м. На западе увал ограничивается в правобережье Ануя двуглавой сопкой, сложенной гранитами и роговиками, а на востоке он заканчивается вблизи слияния рр. Ануя и Камышенки. Длина увала 41 км, ширина 12 км. Камышенский увал отделяется от Ануйского долиной р. Камышенки. Длина увала 35 км, ширина 3—5 км, высота 50—75 м.

Предалтайские увалы и разделяющие их долины были отнесены к разряду нормальных весьма пологих четвертичных складок (Нагорский, 1941) или соответственно к горстам и грабенам (Шукина, 1956). Д. Н. Фиалков (1957, 1964) образование Предалтайских увалов, как и других линейных форм рельефа юга Западной Сибири, связывает с гравитационным смещением рыхлых толщ, сопровождавшимся образованием пологих складок.

Разбуриванием предалтайских увалов установлена инверсия рельефа фундамента и современного (рис. 1). Под долинами рек поверхность палеозойских пород или их коры выветривания занимает более высокие гипсометрические отметки, чем под увалами. Предполагавшееся Е. Н. Шукиной сбросовое происхождение линейных форм рельефа не подтвердилось. Рыхлые отложения здесь не деформированы в складки, что также свидетельствует не в пользу складчатого или гравитационно-складчатого происхождения увалов.

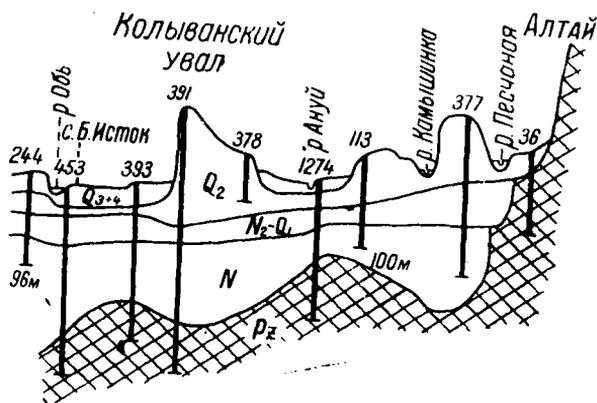


Рис. 1. Схема соотношения современного рельефа и рельефа фундамента в предгорьях Алтая

Субширотную ориентировку реки Ануй, Камышенка, Песчаная и Чарыш в своем нижнем течении приобрели сравнительно недавно. Еще в неогене р. Песчаная после выхода из гор продолжала течь в северном направлении. Ее аллювий вскрыт скважинами в с. Верх-Ануйском и не-

сколько южнее с. Быстрый Исток. Река Ануй в позднем олигоцене или в раннем миоцене также имела субмеридиональное направление в предгорьях Алтая: ее погребенная долина вскрыта скважинами у с. Новая Жизнь (Ануй-Чарышское междуречье). Река Чарыш в неогене выносила грубообломочный материал, который к северу от с. Белоглазово прослежен буровыми скважинами под долиной Алей между ст. Шипуново и г. Алейском (село Урюпино и др.). По-видимому, Чарыш имел такую же конфигурацию и в начале среднечетвертичной эпохи: скважиной 478, пробуренной в левобережье р. Алей в 4,5 км к северо-западу от с. Кабаково (между р. Язевкой и железнодорожной линией), и скважиной 222, пробуренной в долине Алей несколько выше г. Алейска, вскрыты гравийно-галечные отложения в основании красnodубровской свиты. Однако выше Алейска грубообломочный материал исчезает. Несомненно, грубая кластика сюда принесена Чарышом, а не Алеем.

Таким образом, еще в среднечетвертичное время реки имели меридиональное (Песчаная, Ануй) и северо-западное (Чарыш) направление. Субширотное направление они приобрели в верхнечетвертичное время. При этом значительную роль в перестройке гидросети стали играть речные перехваты.

Чарыш в предгорьях рассекает среднечетвертичные конусы выноса, оформляющие северный фас Алтая, что указывает на более позднее (верхнечетвертичное) заложение здесь долины этой реки. Создается впечатление, что Чарыш у с. Белоглазово был перехвачен небольшим консеквентным притоком Оби, образовав с ним единую систему. О времени перехвата можно судить и по особенностям состава террасового аллювия Чарыша. Скважиной 320 у пос. Трудовик (левобережье Чарыша) был вскрыт разрез высокой террасы, в котором отсутствуют обломки горных пород. В базальном слое здесь встречены лишь перемытые известковые конкреции, зерна кварцевого гравия, скопления фитодетрита, битые раковины моллюсков. Очевидно в период формирования этой террасы речной перехват еще не осуществился, и Чарыш (его современное низовье) не достигал Алтайских гор. Однако в аллювии террасы следующего цикла гравийно-галечниковые отложения с валунчиками алтайских пород являются обычными, что указывает на участие в формировании террасы вод, стекавших с Алтая. Возраст этой террасы против с. Усть-Калманки составляет 33400 ± 930 лет (СОАН-373).

Ануй, как и Чарыш, был перехвачен одним из второстепенных консеквентных притоков Оби. После аградации долин в конце среднечетвертичной эпохи русло реки заняло высокое гипсометрическое положение, уклоны уменьшились и неустойчивое русло получило возможность к значительным горизонтальным смещениям. Стремясь достичь главного базиса эрозии — р. Оби — по кратчайшему пути, Ануй постепенно смещался к востоку, где его и застал позже очередной эрозионный врез. Следы этой миграции оставлены на поверхности Колыванского увала в виде мелкозернистых глинистых песков и супесей, с размывом залегающих на буровато-желтых суглинках красnodубровской свиты.

Так же возник и субширотный отрезок долины р. Песчаной.

Река Камышенка, правый приток Ануя, развилась из глубокого оврага, судя по конусу выноса в долине у подножья гор.

Дорозихинская лощина

Дорозихинская лощина, расположенная на Алей-Чарышском междуречье, имеет выдержанное северо-восточное простирание. В длину она достигает 72 км при ширине более 10 км. Днище лощины превышает уро-

вень Чарыша и Алея на 50 м, уровень Оби — на 60 м. Морфологически лощина выражена слабо; врезана она в Алей-Чарышское междуречье на 50—75 м. Склоны лощины пологие, однако днище лощины имеет специфический мезорельеф, что заметно отличает ее от водораздельных пространств. Для лощины характерно чередование невысоких всхолмлений неправильной или слегка вытянутой вдоль лощины формы, напоминающих эоловые бугры, и плоские понижения, занятые солончаками. В лощине встречаются небольшие пресные озера, иногда сильно заросшие водной растительностью или почти превратившиеся в болота.

В наиболее пониженной части лощины протекает р. Порозиха, левый приток Чарыша. Течет она в юго-западном направлении, чем более похожа на реки Бурлу и Кулунду, а не на соседние реки Чарыш и Алей. Ширина долины собственно Порозихи в среднем течении 20—25 м при ширине русла 2—5 м. Долина оформлена одной невысокой террасой и слабо развитой поймой. Крайняя северо-восточная часть лощины освоена системой небольшого притока Оби — речкой Березовой, глубоко врезанной в степное плато. В береговых обрывах по этой речке западнее с. Вяткино хорошо вскрывается разрез степного плато.

В береговом обрыве Оби против северо-восточного конца лощины, а также в оврагах и на склонах долины р. Березовой у с. Вяткино обнажаются породы, которым морфологически отвечает Порозихинская лощина. Здесь на размытой поверхности бурых суглинков с погребенными почвами и линзами песков (краснодубровская свита) залегает толща палеожелтых лессотипных суглинков с песками в основании. Пески содержат окатыши суглинков, известковистые конкреции, заимствованные при размыве пород краснодубровской свиты. Тальвег древней долины, которую выполняют пески и палео-серые суглинки, возвышается над уровнем Оби на 41 и (абс. отг. 183 м) у с. Вяткино и 32 м (170 м абс. высоты) у с. Белово. Возраст этих отложений, исходя из их положения в разрезе Степного Приобья, определяется как позднесреднечетвертичный (эпоха тазовского оледенения).

Возможно, Порозихинская лощина представляет собой позднесреднечетвертичную долину Чарыша и фиксирует собой один из этапов процесса смещения русла последнего в восточном направлении.

На отложениях тазовской эпохи в лощине залегают более молодые верхнечетвертичные образования — эоловые, делювиальные, болотные. Последние занимают наиболее пониженные участки между эоловыми буграми. В юго-западной части лощины позднесреднечетвертичные отложения отсутствуют: они срезаны денудацией, и верхнечетвертичные разнотипные отложения здесь ложатся на породы краснодубровской свиты.

Алейская лощина

Алейская лощина прослеживается на протяжении более 250 км. На северо-востоке она открывается в долину Оби, на юго-западе в долину Иртыша. В лощине отсутствуют боровые пески. Лишь в правобережье Иртыша, в юго-западной части лощины, располагается неширокая (4—7 км) полоса эоловых песков, поросших сосновым лесом (Бородулихинский бор).

Морфологически лощина выражена слабо, представляя собой широкое (до 30 км), но неглубокое (70—80 м) долинообразное понижение с отметками поверхности (в приобской части) 220—240 м. Рыхлые отложения, выполняющие это понижение, выработанное в отложениях краснодубровской свиты, представлены часто переслаивающимися супесями и

мелкозернистыми песками, иловатыми суглинками и глинами, перекрытыми сверху чехлом легких лессовидных суглинков. Нижняя граница толщи обычно четкая и проходит под горизонтом песков с глинистыми окатышами, перемытыми известковыми конкрециями и кусками древесины, битыми раковинами моллюсков. Мощность отложений — 20—40 м. Днище лощины в виде террасовидной поверхности прослеживается как по лево-, так и по правобережью Алея. Террасовидная поверхность достигает высоты 80—90 м относительно уровня Алея.

В днище лощины врезана долина р. Алей шириной до 10—12 км (в приобской части), оформленная серией надпойменных террас.

Наиболее высокая (60—70 м) терраса прослеживается в виде ступени в левобережье Алея. Тыльный шов террасы хорошо фиксируется цепочкой понижений, закартированных Г. В. Заниным (1958), и характерным изломом рисунка левых притоков Алея. Полный разрез террасы вскрывается в береговом обрыве Оби между Калманкой и Калистратихой. Здесь на цоколе, сложенном суглинками краснодубровской свиты (238 ± 27 тыс. лет; Шелкопляс, Ильичев, Свиточ, 1973), залегают мелко- и среднезернистые пески с зернами гравия, глинистыми окатышами, обломками древесины, раковинами моллюсков, костями крупных и мелких млекопитающих. Вверх по разрезу пески постепенно сменяются супесями; завершается разрез легкими суглинками с маломощными линзами и прослоями песка. В последние годы получены радиоуглеродные даты по древесине из основания разреза (Панычев, Орлова, 1973): более 55000 лет (СОАН-448), 51500 лет (СОАН-447) и 53300 лет (СОАН-449), а из более высокого горизонта аллювия (12 м над уровнем Оби) — 32270 лет (СОАН-396). Кроме того, по древесине из наших сборов получена дата более 52500 лет (ЛГ-130).

Абсолютные датировки свидетельствуют о верхнечетвертичном возрасте Алейской лощины. Ранее нами (Малолетко, 1972, 1973) разрез между Калманкой и Калистратихой сопоставлялся с касмалинской свитой (мессовско-ширтинское время).

Кроме цокольной 60—70-метровой террасы в долине Алея имеются аккумулятивные террасы: 35-метровая и более низкие. В частности, на 12-метровой террасе стоит с. Чистюнька.

Современная долина Алея с несколькими террасами окончательно оформилась в результате обезглавливания при выходе из гор притока Иртыша. Брошенный участок долины иртышского притока ныне выражен полосой эоловых песков (Бородулихинский бор). Речной перехват произошел сравнительно недавно. Об этом свидетельствует отсутствие грубообломочного материала в аллювии высоких террас нижнего Алея, отсутствие самих высоких террас в районе г. Рубцовска. Судя по тому, что в аллювии 12-метровой террасы у Чистюньки содержится хорошо окатанный мелкий галечник алтайских пород, в абсолютном летоисчислении возраст перехвата определяется, по-видимому, в 15—10 тыс. лет.

Вследствие включения в бассейн Оби притока Иртыша (горный Алей) Алейская лощина получила выход в долину Иртыша.

Образование Алейской лощины объяснено ниже.

Барнаулкинская и Касмалинская лощины

Как и Алейская, эти две лощины ориентированы в северо-восточном направлении и образуют дугу большого радиуса закругления, обращенную выпуклостью на северо-запад. На юго-западе лощины прорезают Обь-Иртышский водораздел и открываются в долину Иртыша, имея на

своем продолжении широкие и обычно неправильной формы песчаные поля, которые некоторыми авторами (Занин, 1958) принимаются за дельты былых рек. В длину Барнаулкинская и Касмалинская лощины достигают 220—230 км при ширине 10—20 км. Глубина лощин изменяется от 50—60 м в приобской части до 80—85 м в их юго-западном конце, в месте пересечения лощинами Обь-Иртышского водораздела. Касмалинская и Барнаулкинская лощины отличаются значительной сложностью морфологии. В них намечается три уровня (ступени), отражающие основные этапы развития этих лощин.

Наиболее низкое положение занимают русловые и прирусловые части современных водотоков — рек Барнаулки и Касмалы, а также ванны озер, объединенных с этими реками в одну систему. На 12—15 м выше в ряде мест четко обозначается средняя террасовидная поверхность, нередко несущая озера (озеро Горькое у с. Мамонтово, оз. Верхн. Займище, Моховое, Степное в Барнаулкинской лощине). Как на низкой, так и на средней поверхности почти повсеместно развиты эоловые формы рельефа (песчаные бугры и гривы), закрепленные лесом.

За пределами соснового леса развита высокая ступень лощин, которую и можно называть днищем собственно древней лощины. Морфологически эта высокая ступень выражена слабо. Она постепенно сливается со склонами разделяющих лощины увалов. Ступень в значительной мере размывта, но можно предполагать, что абсолютная высота ее изменяется от 240 м в приобской части до 260 м при пересечении Обь-Иртышского водораздела (район с. Вострово). Она может быть сопоставлена с днищем Алейской лощины. В приобской части эта ступень образует межлощинный увал, т. е. породы, слагающие ступень, перекрывают здесь и сам увал.

В продольном профиле лощин довольно четко намечается водораздел, несколько не совпадающий с собственно максимальными отметками увалов.

Для обеих лощин характерен эоловый рельеф. Переветренные пески образуют сравнительно неширокую по отношению к самой лощине полосу. Они приурочены к наиболее пониженной части, отвечающей нижнему и среднему уровню. Но в юго-западном конце лощин эоловые пески обеих лощин «срастаются»: здесь эоловые формы наблюдаются не только в лощинах, но и на склонах их и на межлощинном увале. При этом размах абсолютных высот рельефа с эоловыми формами превышает 80 м. Среди песчаных бугров и дюн в пределах лощин нередко встречаются плоские участки, лишенные переветренных песков — «слани» (бывшие озерные котловины).

Барнаулкинская и Касмалинская лощины наложены на эрозионные долины северо-восточного простирания, выработанные в субэральных отложениях красnodубровской свиты. Тальвег этих долин погружается на северо-восток, в сторону Оби; падение его составляет 0,22 м/км. В плане боровые лощины, выраженные в современном рельефе, имеют меньшую ширину, чем долины, на которые они наложены, и несколько смещены по отношению к ним на юго-восток.

Древние долины выполнены мелкозернистыми песками с прослоями иловатых глин и супесей. В них много растительных остатков, раковин моллюсков и пресноводных остракод. Завершается разрез палево-желтыми лессовидными суглинками с редкими прослоями мелкозернистых песков. По залеганию на породах красnodубровской свиты и по палеонтологическим остаткам возраст отложений определяется как поздне-средне-четвертичный (рис. 2). Весь разрез сопоставляется нами (Малолетко, 1973) с касмалинской Q_2^3 и чумышской Q_2^4 свитами.

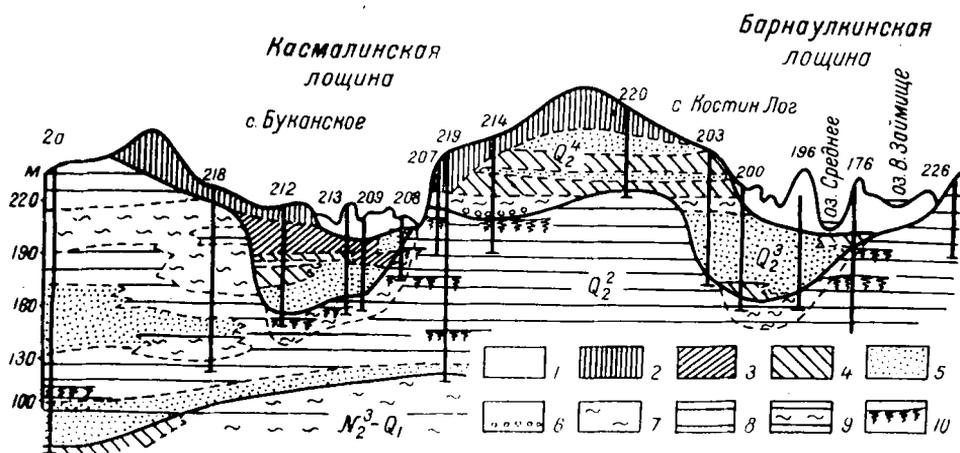


Рис. 2. Поперечный геологический разрез через Барнаулкинскую и Касмалинскую лощины:

1 — верхнечетвертичные отложения различного генезиса; 2 — легкие лессовидные суглинки; 3 — алевриты; 4 — супеси; 5 — пески; 6 — перемытые известковые конкреции; 7 — глины сизые; 8 — суглинок бурый; 9 — суглинок «замоченный»; 10 — погребенная почва

С удалением на юго-запад, к Обь-Иртышскому междуречью, мощность отложений касмалинской свиты постепенно уменьшается, погребенный тальвег долин воздымается, а сами отложения пререзаются более молодыми (верхнечетвертичными) эрозионными формами, к которым и приурочены ныне перевеянные пески.

Состав и генезис отложений, выполняющих верхнечетвертичные долины, довольно разнообразен. Это — речные, эоловые (двух генераций), болотные, озерные и делювиальные отложения (Малолетко, 1973). Единичными анализами подтверждается огрубение состава аллювия в Касмалинской лощине с удалением от р. Оби на юго-запад (с. Вострово). В скважине 373 (с. Мамонтово, Касмалинская ложбина) под отложениями оз. Горького на глубине 19,3—22,3 м вскрыты эоловые пески, лежащие на лессовидных суглинках красnodубровской свиты.

В распространении современных эоловых песков имеются следующие особенности. В приобской части они навеяны на правый, юго-восточный склон, в то время как на противоположном склоне лощин получили развитие делювиальные процессы. В юго-западной части лощин, в районе Обь-Иртышского водораздела, эоловые пески выходят на Касмалинско-Барнаулкинское междуречье и занимают здесь самые высокие отметки — до 310 м над уровнем моря (80—90 м над днищем лощин). Этими водораздельными эоловыми песками соединяются боровые пески Касмалинской и Барнаулкинской лощин. Далее на юго-запад, в прииртышской части Кулунды, эоловые пески теряют свою линейную ориентировку и как бы распластываются по широкой низине, чередуясь с участками степи, не затронутыми эоловыми процессами. Причем бугры перевеянных песков становятся видны даже со степи «...так, что, проезжая мимо впадины, кажется, что не она занимает самое низкое положение, а прилегающая степь» (Биль, 1900, с. 239).

Характерная конфигурация в плане эоловых песков дала основание некоторым авторам предполагать дельтовое происхождение исходного песчаного материала.

Морфология и ориентировка песчаных эоловых образований неоди-

накова в различных участках лощин. От долины Оби и приблизительно до линии с. Волчиха — курорт Лебяжье гряды имеют строгую северо-восточную ориентировку и резко вытянутую форму (рис. 3, В). С удалением на юго-запад, вскоре по выходе из лощин на Прииртышскую равнину, эоловые формы теряют свою линейную ориентировку, они приобретают либо неправильную, близкую к изометричной, форму, либо крестообразную (рис. 3, Б). Еще далее на юго-запад эоловые формы вновь при-

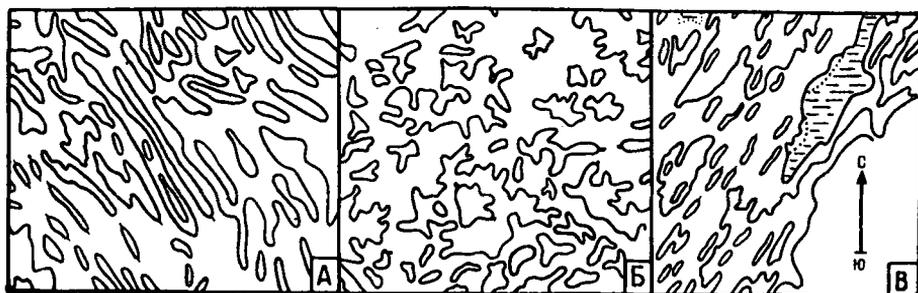


Рис. 3. Эоловый рельеф в Барнаулкинской лощине:

А — в «дельте» лощины восточнее с. Угловского, Б — к юго-западу от оз. Горького-Перешеечного (западнее пос. Борисовского), В — севернее с. Сросты

обретают строгую линейную ориентировку, но уже в ином — в северо-западном направлении (рис. 3, А). Ориентировка гряд подчинена преобладающему направлению ветров (по данным метеостанции Кулунды, Степного Приобья и В. Казахстана).

Изучение эоловых и подстилающих песков показало большое сходство их минералогического состава, внешнего облика минералов (рис. 4), что свидетельствует о местном источнике эоловых песков. В то же время существенное различие песков (как эоловых, так и их исходных) на междуречье (в месте «срастания» Касмалинского и Барнаулкинского боров) и в лощинах указывает на неоднородность исходного материала различных форм рельефа.

Эоловые пески резко выделяются более низким содержанием пылеватых частиц (табл. 1) и более высоким выходом тяжелой фракции (табл. 3). Состав тяжелой фракции более разнообразен, чем таковой исходных пород (табл. 2). Содержание легко истирающихся минералов (например, эпидота) несколько меньше, чем в речных. Зерна минералов со средней твердостью в эоловых песках лучше окатаны и отполированы (эпидот). Ромбические пироксены из эоловых песков по трещинкам спайности заметно выветрелые, турмалин покрыт пленкой окислов железа. Кварц в эоловых песках бесцветный: наряду с хорошо окатанными зер-

Механический состав песков

№ обр.	Местоположение	Песок	Глубина, м
1	Касмалинская лощина, с. Вострово, скв. 22	эоловый	0,5
2	(абс. отм. устья 220 м)	речной	6
3	Междуречье Касмалы и Барнаулки, к ЮВ от с. Вострово, скв. 21	эоловый	1
4	(абс. отм. устья 300 м)	речной	3
5	Касмалинская лощина, с. Мамонтово, скв. 373	погребенный эоловый	20,8

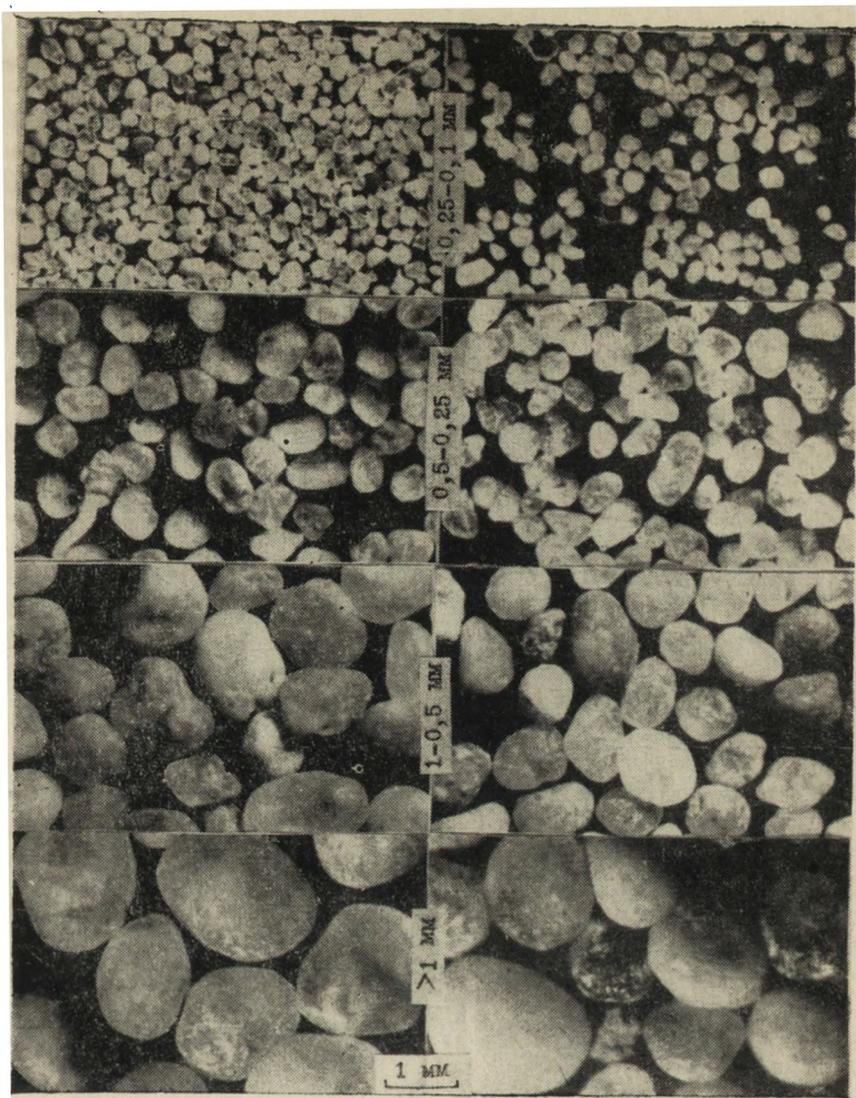


Рис. 4. Фракции золотых (слева) и водных отложений из Касмалинской лощины. Верхняя пара снимков — скважина 21, нижние шесть снимков — скважина 22

Таблица 1

ЗОЛОВЫХ И ИХ ПОДСТИЛАЮЩИХ

Содержание фракций, %					
> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	< 0,1
—	—	—	44,36	30,87	1,21
—	0,53	6,35	40,76	54,42	1,94
—	0,5	5,75	33,38	55,01	3,73
0,23	3,47	19,86	17,51	54,97	27,51
—	0,08	2,80	34,5	54,0	5,25

Таблица 2

Минералогический состав тяжелой фракции эоловых и их подстилающих песков

№ обр.	Эпидот	Цоизит	Рогов. обм.	Циркон	Киннит	Сфец	Пироксен	Гранат	Апатит	Ставролит	Андалузит	Ильменит, гематит	Магнетит, мартит	Лейкоксен	Рутил	Термаллин	Аутиг, лимонит	Обломки г. п.
Фракция 0,25—0,1 мм																		
1	27,5	5,1	4,5	2,3	0,3	12,5	0,9	5,7	—	1,7	0,6	27,8	10,5	0,3	—	0,3	4,6	—
2	37,3	4,4	4,9	3,0	—	11,0	0,5	5,5	—	2,2	—	21,1	9,3	—	—	0,5	6,4	—
3	37,2	10,4	7,2	1,6	0,4	8,3	1,1	4,1	0,2	0,7	0,4	19,0	7,0	1,8	0,1	0,4	5,2	—
4	41,0	9,8	7,2	8,5	—	4,5	0,6	3,7	0,3	0,6	—	14,3	9,2	—	—	0,3	3,7	—
5		66,7	8,6	0,4	0,2	4,5	—	1,6	—	0,9	0,7	13,2	1,3	—	—	0,5	—	—
Фракция 0,5—0,25 мм																		
1	20		10				+	10		+	+	+	+			+	+	60
2	30						+			+	+	+	+			+	+	65
3	70		4				1	3		3		4	+	1		2	12	
4	66							2		2		5	+			2	20	

Примечание. Знак + обозначает присутствие минерала в виде единичных зерен.

Таблица 3

Состав легкой и выход тяжелой фракций (%)

№ обр.	0,25—0,1 мм			0,5—0,25 мм		
	состав легкой фракции		Выход тяжелой фракции	состав легкой фракции		Выход тяжелой фракции
	кварц	полевой шпат		кварц	полевой шпат	
1	55	45	3	66	34	0,76
2	60	40	1,5	70	30	0,32
3	57	43	1,25	70	30	0,49
4	55	45	1	65	35	0,25
5	65	35	2	не определялись		

Примечание. Знак + обозначает присутствие минерала в виде единичных зерен.

нами встречаются зерна со средней степенью окатанности, поверхность у большинства зерен матовая со следами выбоин, царапин. Полевые шпаты (калиевые) из речных песков белого цвета, зерна полуокатаны или с хорошей окатанностью, а в эоловых песках встречается большое количество зерен, покрытых продуктами разрушения и с тонкой пленкой гидроокислов железа. Таким образом, эоловая переработка песков в Приобье полностью соответствует общему ходу изменения песков эоловыми процессами (Сидоренко, 1948).

Некоторые различия в составе и облике минералов из эоловых отложений междуречья (скв. 21) и ложины (скв. 22), с одной стороны, и наличие общих черт с составом и обликом минералов эоловых песков и исходных (подстилающих) пород — с другой, указывают на развитие эоловых форм по различным песчаным породам. Поэтому нельзя объединять только по внешним признакам эоловые формы междуречий и ложин в единое образование типа «дельта». По крайней мере, для эоловых песков ложин и междуречий исходными породами служили разновозрастные образования. В ложинах перерабатывались верхнечетвертичные и эоловые (ранней генерации) пески, а на междуречьях — песчаные и легко-

суглинистые породы среднечетвертичного возраста. Присутствие в золотых песках Кулунды гравийного материала («хряща» — по И. П. Герасимову, 1935) свидетельствует о перевеянии аллювия иртышских террас. Это хорошо подтверждается различными гипсометрическим положением золотых песков в «дельтах». Здесь перевеяны поверхности двух иртышских террас, сложенных песками, — с абсолютными отметками: 170—180 и 220—230 м. Промежуточная терраса с абсолютной высотой 200 м (Узкая степь), верхние горизонты которой сложены суглинками, не несет перевеянных песков. Заметим, что наличие гравия в «дельтах» и отсутствие его в приобской части долин свидетельствует и о несостоятельности гипотезы стока вод на юго-запад вообще и салаирского происхождения этих рек в частности. В таком случае более грубым был бы материал в приобской части лощин.

По нашему мнению, золотые пески второй генерации, наблюдаемые ныне в Степном Приобье и Кулунде, начали формироваться в конце верхнечетвертичного времени; этот процесс не закончился и в наши дни.

В формировании Касмалинской и Барнаулкинской лощин, как и Алейской и Порозихинской, намечается два качественно различных этапа.

Первый этап связан с развитием гидросети в условиях высокого положения базиса эрозии, когда в предгорьях Алтая существовала система перегруженных наносами водотоков с неустойчивыми распластанными руслами. Следами деятельности этих водотоков, в общем входивших в систему Оби, являются мелкозернистые пески и алевриты, слагающие ныне поверхность Приобского плато (абс. отметки 180 м и более). Лишь наиболее высокие участки Обь-Иртышского водораздела и водораздельных увалов не были покрыты этим своеобразным аллювием, который может быть отнесен к разряду перигляциального (Горшков, 1966). Судя по залеганию перигляциального аллювия на отложениях красnodубровской свиты, описываемый этап завершился в тазовскую эпоху.

Второй этап характеризуется значительным понижением базиса эрозии, что повлекло за собой формирование речных долин, врезанных в днища лощин на ту или иную глубину. Формирование этих долин следует отнести к верхнечетвертичному времени, о чем можно судить по возрасту аллювия, вложенного в толще степного плато между Калистратихой и Калманкой (Алейская лощина). Такую этапность в формировании эрозионного рельефа Приобья впервые наметил Я. С. Эдельштейн (1948). Речные долины в днищах лощин были выработаны потоками, преемственно развивающимися из распластанных потоков конца среднечетвертичного времени. Реже (р. Порозиха) разрыв во времени формирования лощины и врезанной в нее долины был значительным.

В этот второй этап развитие долин, наложенных на лощины, отражало конкретные физико-географические условия бассейна. Алей, получавший значительную массу воды с гор, выработал довольно глубокую (около 100 м) долину, оформленную серией надпойменных террас. Барнаулка и Касмала, расположенные в более аридной зоне и имеющие малую площадь водосбора, были сравнительно маловодными и почти не имели притоков. Эрозионная переработка древних лощин здесь была незначительной, а сами верхнечетвертичные долины неглубокие, оформлены одной (?) террасой (средний уровень).

Притоки Иртыша, развиваясь регрессивно, достигли Обь-Иртышского водораздела против верховий обских притоков и выработали в нем седловины — своеобразные сквозные долины. Аналогичный процесс описан нами для Обь-Чумышского междуречья (Малолетко, 1967). В верхнечетвертичное время эти долины консеквентных притоков Оби и Иртыша

были подработаны ветром, который в значительной мере перевеял аллювиальные отложения этих рек. Совпадение ориентировки долин с направлением преобладающих ветров создавало эффект аэродинамической трубы и способствовало усилению эоловой переработки речных отложений и склонов долин. Именно деятельности ветра обязаны Касмалинская и Барнаулкинская лощины удивительной прямолинейностью своих склонов. В следующую — плювиальную — фазу на смену эоловым процессам пришли процессы водной эрозии и аккумуляции. В результате часть эоловых песков была переработана водными потоками. В конце верхнечетвертичного времени аллювиальные и древнеэоловые отложения вновь подверглись эоловой переработке, завершившейся в основном в раннем голоцене. Приспосабливаясь к бугристому рельефу лощин, в голоцене заложилась и современные реки Барнаулка и Касмала. Узкие долиньки этих рек оформлены только низкой поймой.

Таким образом, Касмалинская и Барнаулкинская лощины представляют собой эрозионные образования, выработанные консеквентными притоками Оби в условиях высокого положения базиса эрозии. Эти лощины были унаследованы более молодой (верхнечетвертичной) гидросетью, выработавшей в их днищах долины, оформленные тем или иным количеством террас. Дважды (в верхнечетвертичное время и в голоцене) в Касмалинской и Барнаулкинской лощинах и в долинах, выработанных в них, эоловые процессы приходили на смену эрозии, формируя эоловый бугристый (дюнный) рельеф и прямолинейные склоны лощин. В Алейской долине, расположенной в лучшей увлажненной местности и в связи с большей долей подземного питания (вследствие глубокого вреза Алея в плато) эрозионная деятельность не прекращалась.

Кулундинские лощины

В отличие от Касмалинской и Барнаулкинской лощин Кулундинские имеют сток на юго-запад, что сближает их с Порозихинской. Все три Кулундинские лощины приурочены к довольно обширному (80×100 км) понижению, имеющему уклон на юго-запад.

Юго-восточная лощина (Верхнекулундинская) прослеживается на протяжении 180 км от с. Батурово (приобская часть, отметка 200 м) до с. Родино, где лощина постепенно сливается с Кулундинской равниной (отметки около 110—120 м).

Среднекулундинская лощина отделяется от Верхнекулундинской невысоким увалом, прорезанным между сс. Вылково и Харитоново р. Кулундой, делающей здесь коленообразный изгиб. Вершина лощины расположена вблизи долины р. Оби, у с. Верх-Медведка, где местность достигает 200 м абс. высоты. С удалением на юго-запад высоты постепенно уменьшаются до 136 м у с. Ленки. Лощина занята частью притоками Кулунды (речки Медведиха, Черемшанка), частью же пресными и солеными озерами (Ситниково, Пимково, Чернаково, Грачево, Мостовое, Глубокое, Моудино, Ленки и др.).

Нижнекулундинская лощина (к ней приурочено нижнее течение р. Кулунды) начинается от долины р. Оби, в которую она открывается у с. Плотниково. Максимальная отметка днища лощины здесь составляет 130 м. С удалением на юго-запад лощина расширяется и постепенно сливается с Кулундинской равниной (абс. отметки около 100 м).

В Кулундинских лощинах имеются переветные пески, но в отличие от Касмалинской и Барнаулкинской лощин, эоловые формы встречаются не в наиболее низкой части, а несколько сдвинуты в сторону от тальвега.

Исключение составляет лишь северо-восточная половина Верхнекулундинской лощины, где переветренные пески и сосновые леса, занимают наиболее пониженную часть лощины. Кулундинские лощины в отличие от лощин, расположенных восточнее, занимают более низкие гипсометрические отметки. Разница в отметках, например, Касмалинской лощины у с. Вострово и лощины Верхнекулундинской у с. Родино составляет 100 м.

Кулундинские лощины выработаны в отложениях красnodубровской свиты. Последняя представлена здесь своим нижним горизонтом, сложенным переслаивающимися алевритами и мелкозернистыми песками серого цвета. Как те, так и другие обычно насыщены мелким фитодетритом, битыми и целыми раковинами моллюсков. Слоистость пород горизонтальная, породы сильно известковистые.

Образование параллельных лощин, занятых ныне верховьями р. Кулунды, нами связывается с дефляционной деятельностью в верхнечетвертичное время, в результате которой были уничтожены верхние горизонты красnodубровской свиты и сформирована крупная депрессия Кулундинской равнины.

По-видимому, на месте Кулундинской равнины в поздне-среднечетвертичное (послесамаровское) время были лощины типа Барнаулкинской и Касмалинской. Но интенсивная дефляция видоизменила и частично уничтожила их. Современные короткие увалы между тремя Кулундинскими лощинами являются свидетелями положения былых междуречий этих лощин.

Линейная ориентировка лощин Кулунды свидетельствует о том, что ветры, выработавшие котловину, имели то же направление, что и ветры, подработавшие Касмалинскую и Барнаулкинскую лощины. Создание единой системы Кулунды связано с перехватами (Герасимов, 1935).

Возраст Кулундинских лощин молодой. Об этом свидетельствует не только отсутствие высоких террас, но и некоторые прямые определения времени проявления этого процесса. Нижнекулундинская лощина соединяется у с. Плотниково с долиной Оби сквозной долиной, тальвег которой превышает уровень Оби на 16—18 м. На правом берегу Оби против этой сквозной долины имеются высокие надпойменные террасы Оби, прослеживающиеся ниже до г. Камня. Возраст 40-метровой террасы у с. Тараданово определен в 34—35 тыс. лет (Архипов, 1973). Следовательно, в то время Нижнекулундинская лощина (вершина которой ныне выражена в виде сквозной долины у с. Плотниково) еще не была сформирована, иначе происходило бы переливание обских вод в Кулундинскую равнину, и террасы ниже с. Тараданово в долине Оби не были бы сформированы. Нами предполагается (Малолетко, 1971) формирование дефляционных Кулундинских лощин в сартанское время (20—10 тыс. лет назад), что подтверждается и отсутствием в долинах Кулунды высоких террас.

Оценка других гипотез

Выше уже отмечалось многообразие гипотез, предложенных для объяснения происхождений линейных форм рельефа Степного Приобья и Кулунды. Необоснованность некоторых из них (морская, суффозионная гипотезы) сейчас не вызывает сомнений. Другие же в свете новых данных могут быть оценены следующим образом.

Сейчас не вызывает сомнений длительное — с палеогена — и непрерывное существование Оби в пределах Бийско-Барнаульской впадины. Причем в течение всего этого времени положение русла Оби было более

или менее стабильным, что объясняется подчиненностью русла линии прогибания впадины. Исходя из этого, «салаирский» вариант эрозионной гипотезы (т. е. образование ложин водами, стекавшими с Салаирского кряжа) неприемлем. Этот невысокий (300—450 м) и узкий (30—40 км) кряж не мог поставить такую массу воды, которая на нет свела бы роль водных потоков, стекавших с обширной и высокой Алтайской горной страны, обладавшей в четвертичное время, как и ныне, значительным оледенением. Нам представляется совершенно оправданной резко отрицательная позиция Б. А. Федоровича (1961) по вопросу о «салаирском» происхождении параллельных ложин Степного Приобья.

Тектоническая гипотеза представлена двумя вариантами, предполагающими образование ложин и увалов за счет пликативной или дизъюнктивной тектоники. Но обе они исходят из унаследования этими пликативными или дизъюнктивными структурами структурного плана фундамента.

Палеозойский фундамент Бийско-Барнаульской впадины имеет следующее строение. Ядром его является жесткая Барнаульская глыба докембрийского возраста, которая сыграла важнейшую роль в заложении впадины. Палеозойские структуры Алтая в северной части этой горной страны приспособляются к этой жесткой глыбе, образуя две ветви четко выраженных линейных структур. Одна из них огибает глыбу с востока, что особенно хорошо выражено на примере изменения простираания Ануйско-Чуйской структурно-фациальной зоны с северо-западного на меридиональное, а затем и на северо-восточное. Предалтайские увалы (Колыванский и др.) ориентированы вкрест простираания этих структур.

Другая ветвь алтайских структур огибает глыбу с юго-запада, сохраняя в общем свое первоначальное северо-западное простираание, перпендикулярное простираанию линейных форм рельефа Степного Приобья. Особенно хорошо это выражено на примере приалтайской части Каменско-Чарышского вала, отвечающего Талицкому антиклинорию (рис. 5). Этот пример свидетельствует о несоответствии структурного плана фундамента впадины и морфологии поверхности Степного Приобья, а отсюда и отсутствие контроля за рельефообразованием со стороны фундамента.

Тектонический контроль выразился лишь в заложении Оби по осевой линии Бийско-Барнаульской впадины и формировании консеквентных параллельных притоков этой реки.

Оригинальная гипотеза гравитационного происхождения линейных форм рельефа Западной Сибири была предложена Д. Н. Фиалковым (1957, 1964), который рассматривал линейно ориентированные формы рельефа Западно-Сибирской низменности как результат гравитационного смещения рыхлых толщ с образованием слабо выраженной складчатости. Фактический материал (построение геологических разрезов вкрест простираания линейных форм рельефа и карт рельефа поверхности различных стратиграфических горизонтов) не свидетельствует в пользу линейных складчатых деформаций рыхлого чехла. Более того, общая направленность развития рельефа территории в позднем мезозое и в кайнозое вообще исключает образование гравитационных складок по периферии Алтайской горной системы.

Развитие Бийско-Барнаульской впадины в верхнемеловое время, в палеогене и в неогене шло по пути расширения границ за счет горного обрамления, краевые части которого вовлекались в нисходящие движения. Об этом можно судить по-последовательному расширению в пределах Бийско-Барнаульской впадины площади седиментации отложений сенона, датского яруса-палеоцена, эоцена и олигоцена, а также неогена. По данным Б. А. Федоровича (1966), образование коррептивных складок

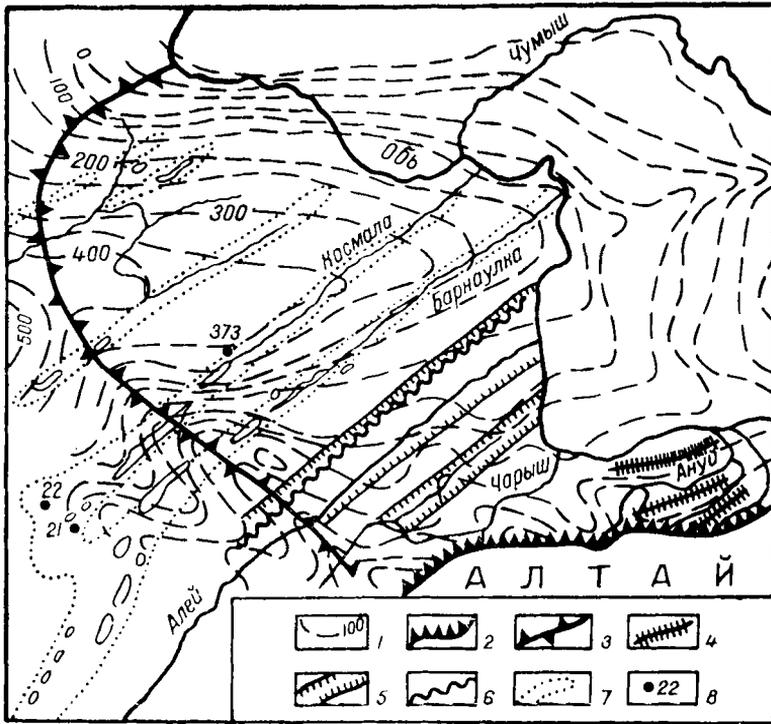


Рис. 5. Соотношение современного и погребенного рельефа Степного Приобья:

1 — изогипсы рельефа фундамента. Подписаны отметки изогипс ниже уровня моря; 2 — фас Алтая; 3 — Каменско-Чарышский вал; 4 — Предалтайские увалы; 5 — лощины без боровых песков; 6 — старое русло в Алейской лощине; 7 — боровые пески; 8 — буровые скважины, упомянутые в тексте

(складок расползания) возможно лишь в условиях надвигаания гор на предгорья, когда в восходящие движения вовлекаются мощные толщи рыхлых отложений, как это имело место в предгорьях Тянь-Шаня, Кузнь-Луня. В условиях же Алтая мощные (150 м и более) толщи рыхлых отложений прислонены к крутому уступу гор — северному фасу Алтая (см. рис. 1). На скальных породах Алтая имеется лишь маломощный (первые метры) покров рыхлых субэразальных отложений, не обладающий в силу своей незначительной массы запасом потенциальной энергии, которая могла бы обеспечить гравитационное движение масс и создание гравитационно-пликативных форм.

Заключение

Субпараллельные формы рельефа Степного Приобья и Кулунды неоднородны как по морфологии, так и по генезису и возрасту. Все они имеют экзогенное происхождение. Их образование связано с заложением субпараллельных консеквентных рек — притоков Оби и Иртыша — в среднечетвертичное время в условиях высокого положения базиса эрозии. Развитие некоторых долин (Ануйская, Чарышская, Алейская) сопровождалось речными перехватами. В верхнечетвертичное время в до-

линах проявились процессы речной эрозии и аккумуляции, озерной аккумуляции, а в долинах засушливой зоны (Кулунда, западная часть Степного Приобья) и золотые. Последние особенно интенсивны были в ложбинах, ориентировка которых совпадала с направлением преобладающих ветров (Барнаулкинская и Касмалинская). В это же время процессами дефляции была сформирована Кулундинская равнина и ряд параллельных ложбин в ее приобской части.

Тектонический фактор в формировании субпараллельных форм рельефа отразился косвенно. Его влияние выразилось в приспособлении русла главных водных артерий — Оби и Иртыша — к тектоническим структурам — Бийско-Барнаульской и Прииртышской впадинам. Ориентировка осевых частей этих структур сыграла главную роль в выборе этими реками направления течения, а это, в свою очередь, отразилось и в ориентировке консеквентных притоков этих рек.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби. — В сб.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. «Наука», 1973.
- Билль И. Исследование водоносности Алейско-Кулундинской степи в 1897—1898 гг. — Горный журнал, т. 3, вып. 8, 1900.
- Выдрин И. П., Ростовский З. И. Материалы по исследованию почв Алтайского округа. Барнаул, 1899.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н. Н. Ростовцева. Госгеолтехиздат, 1958.
- Герасимов И. П. К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины. — «Исследование подземных вод СССР», вып. 5, 1934.
- Герасимов И. П. Материалы к геоморфологии Кулундинской степи. — «Труды Совета по изуч. природн. ресурсов», сер. Сибирская, вып. 10, Кулундинская эксп. Академии наук СССР, 1931—1933, ч. III. Исследование почвенно-геоморфол. цикла. Изд-во АН СССР, 1935.
- Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. — «Известия АН СССР», сер. географ. и геоф., № 5, 1940.
- Горшков С. П. Отличие состава нормального и перигляциального аллювия. — «ДАН СССР», т. 168, № 3, 1966.
- Занин Г. В. Геоморфология Алтайского края. — В кн.: Природн. районир. Алт. кр. Изд-во АН СССР, 1958.
- Ильин Р. С. К геологии Кулунды и Оби от Усть-Чарыша до Камня. — «Вестн. ЗСГГГТ», вып. 3, 1935.
- Кесь А. Г. О генезисе котловин Западно-Сибирской равнины. — «Труды Инст. физ. геогр. АН СССР», вып. 15, 1936.
- Коляго С. А. Материалы к генезису и географии почв лесостепи Приобского плато (Западная Сибирь). — «Почвоведение», 1940, № 11.
- Котта Б. Степи Западной Сибири. — Горн. журнал, т. 4, № 11, 1869.
- Лебедев В. Г. Связь современного рельефа Западно-Сибирской низменности с мезокайнозойской тектоникой. — «Известия АН СССР», сер. геол., № 2, 1959.
- Лютцау С. В. К проблеме происхождения боровых ложбин Приобского плато. — «Известия Алт. отд. Геогр. общ-ва СССР», вып. 13, 1970.
- Малолетко А. М. Некоторые особенности развития гидросети Салаирского кряжа. — «Известия Алт. отд. Геогр. общ-ва СССР», вып. 8, 1967.
- Малолетко А. М. О былом стоке обских вод в Иртыш. — В сб.: Водн. ресурсы Алт. кр. и их компл. использо-в. Барнаул, 1971.
- Малолетко А. М. Палеогеография Предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Изд-во Томского ун-та, 1972.
- Малолетко А. М. Некоторые спорные вопросы четвертичной геологии Степного Приобья. — «Вопр. геогр. Сибири», вып. 7, 1973.
- Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. — «Труды межвед. совещ. по стратиграф. Сибири». Госгеолтехиздат, 1957.
- Мартынов В. А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи). — «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. пер.», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Миханков Ю. М. О происхождении гривного рельефа в южной части Западно-Сибирской низменности. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», вып. 29, 1960.

- Москвитин А. И. Лесс и лессовидные отложения Сибири. — «Труды Инст. геол. наук АН СССР», сер. геол., вып. 14, 1940.
- Москвитин А. И. Происхождение рельефа Степного Приобья. — «Известия АН СССР», сер. геол., № 2, 1952.
- Нагорский М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности. — «Вестн. ЗСГУ», № 3, 1941.
- Николаев В. А. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — В сб.: Кайнозой Зап. Сибири. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Орлов В. И. О максимальном четвертичном оледенении Западно-Сибирской низменности. — «ДАН СССР», т. 126, № 2, 1959.
- Панычев В. А., Орлова Л. А. Радиоуглеродный возраст калманской свиты Байско-Барнаульской впадины. — В сб.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. «Наука», 1973.
- Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. — «Мат-ры по геол. Зап.-Сиб. края», вып. 6, 1933.
- Сидоренко А. В. Об изменении песков золовыми процессами. — «Докл. АН СССР», т. 62, № 5, 1948.
- Сперанский Б. Ф. Результаты работ ЗСГУ по геологической съемке в 1939 году. — «Вестн. ЗСГУ», № 6, 1939.
- Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. — «Труды Геол. части Кабинета», т. 2, 1902.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лесса в связи с условиями его распространения в Евразии. — «Труды Инст. геогр. АН СССР», т. 80, 1960.
- Федорович Б. А. О происхождении и палеогеографии Прииртышских равнин. — «Мат-ры Всес. совещ. по изуч. четвертич. пер.», т. 3. Изд-во АН СССР, 1961.
- Федорович Б. А. Типы движений предгорий. — В сб.: Структурная и климатич. геоморф. «Наука», 1966.
- Фиалков Д. Н. К истории формирования современного рельефа южной части Западной Сибири. — «Известия Омск. отд. Геогр. об-ва СССР», вып. 2, 1957.
- Фиалков Д. Н. Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности. — «Записки Омск. отд. Геогр. об-ва СССР», т. 1(40), 1964.
- Филатов К. В. Особенности химического состава подземных вод Алтайского края и их связь с поверхностными водами. Изд-во АН СССР, 1961.
- Фирсов и др. Радиоуглеродные датировки террас верхнего Приобья. — «ДАН СССР», т. 196, № 1, 1971.
- Шелкопляс В. Н., Ильичев В. А., Свиточ А. А. Термолюминесцентные датировки абсолютного возраста новейших отложений Приобского плато и Горного Алтая. — «ДАН СССР», т. 212, № 4, 1973.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. — В сб.: Кора выветривания, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфология Западной Сибири. Геология СССР, т. 14, Западная Сибирь. Госгеолгиздат, 1948.
- Cotta V. Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig, 1871.

ТРОПОПАУЗА НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Л. И. БОРДОВСКАЯ

Для исследования основных характеристик тропопаузы над Западной Сибирью был использован материал двухразового зондирования атмосферы по девяти станциям Западной Сибири за январь и июль 1961—1965 гг., а также круглогодичные данные четырехсрочных зондирований за 1963-1964 гг. по трем станциям: Новосибирск, Ханты-Мансийск, Салехард. Общее число вошедших в анализ подъемов составило 9785.

Годовой ход высоты и температуры тропопаузы

На рис. 1 приведен годовой ход высоты верхней и нижней границы тропопаузы и высоты поверхности минимальных температур по трем станциям, характеризующих северный, центральный и южные районы территории Западной Сибири. Как видно из рис. 1, годовой ход высоты нижней границы тропопаузы над территорией Западной Сибири имеет сложный характер. Кроме того, характер изменения высоты тропопаузы зависит от географического расположения взятых в исследование аэрологических станций.

Рассмотрим годовой ход высоты тропопаузы по аэрологическим станциям, характеризующим северные, центральные и южные районы.

I. Над северными районами (Салехард) в годовом ходе при общем увеличении средних высот нижней границы тропопаузы от зимних месяцев к летним отмечается два максимума и два минимума. Основным максимумом наблюдается в июле и составляет 10,7 км, основной минимум — в апреле (8,6 км). Вторичный максимум — в феврале и выражен слабее основного (9,2 км). Вторичный минимум — в декабре и по величине почти не уступает основному. Годовая амплитуда высоты нижней границы тропопаузы составляет 2,5 км.

Средняя высота поверхности минимальных температур совпадает со значениями высоты нижней границы тропопаузы. Годовой ход верхней границы тропопаузы показывает, что мощность тропопаузы весной резко возрастает по сравнению с зимой. Основным фактором, обуславливающим резкое увеличение мощности тропопаузы весной по сравнению с зимним сезоном, является усиление адвективно-динамических процессов в это время года, а также, вероятно, особенности радиационных процессов в стратосфере над полярными широтами при переходе от зимнего сезона к весеннему.

II. Центральные районы (Ханты-Мансийск). В годовом ходе высоты

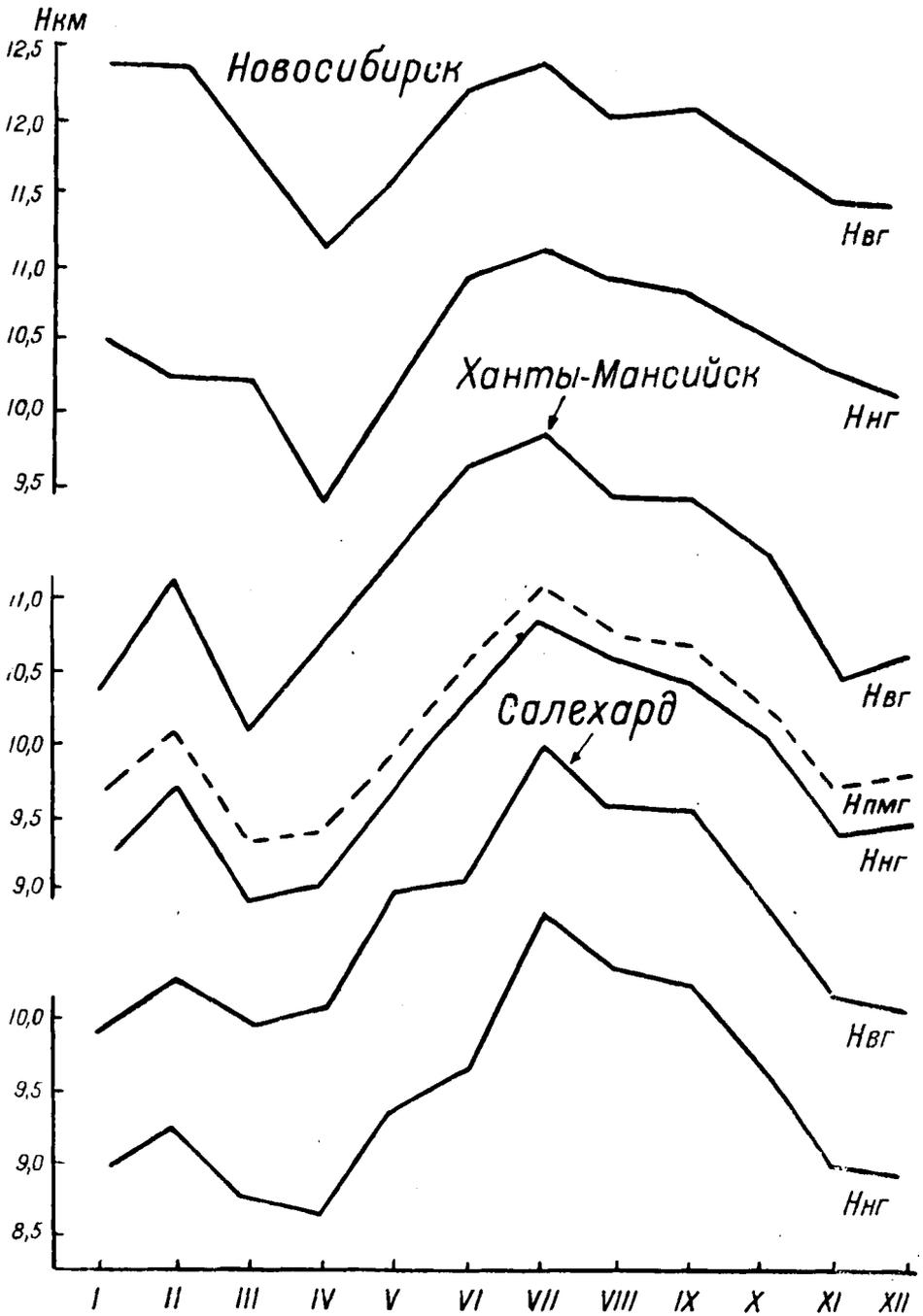


Рис. 1. Годовой ход высоты тропопаузы

нижней и верхней границы тропопаузы и высоты поверхности минимальных температур, так же, как и над северными районами, отмечается два максимума и два минимума. Основной максимум — в июле, вторичный — в феврале. Однако время наступления минимумов несколько сдвинуто по сравнению со временем наступления минимумов над северными районами и наблюдается в марте и ноябре. Средняя высота тропопаузы летом колеблется в пределах 10,5—12,5 км, зимой — 9—10 км. Годовая амплитуда значительно больше, чем над северными районами, и составляет 3,5 км. Поверхность минимальных температур располагается несколько выше нижней границы тропопаузы в среднем на 0,2—0,5 км, причем зимой это превышение составляет 0,35—0,45 км, летом — 0,2—0,3 км.

III. Южные районы (Новосибирск). Для южных районов характерны более высокие значения высот тропопаузы во все сезоны по сравнению с центральными и северными районами. В годовом ходе наблюдается два максимума, основной — в июле (11,2 км), вторичный — в январе (10,5 км) и один минимум в апреле — 9,3 км. Годовая амплитуда колебаний сравнительно невелика и составляет 1,8 км.

Амплитуда абсолютных колебаний высоты нижней границы тропопаузы над различными аэрологическими пунктами составляет от 5 до 8 км. Наличие в годовом ходе высот тропопаузы экстремумов связано главным образом с термо-динамическим состоянием атмосферы и с условиями циркуляции. Так, июльский максимум высоты тропопаузы, наблюдающийся по всей территории, определяется общим прогревом всей толщи атмосферы в летний период и за счет этого поднятием тропопаузы, а также связан с динамическим фактором, существующим благодаря большой повторяемости в этот период антициклонов [1]. Проведенное сопоставление высоты тропопаузы в циклонах и антициклонах в этот период показало, что в среднем в антициклоне тропопауза на 0,7—1,1 км превышает значение высоты ее в циклоне. Вторичный зимний максимум высоты нижней границы тропопаузы связан с частой адвекцией холода в нижней стратосфере зимой.

Весенний минимум высоты тропопаузы, вероятно, связан с перестройкой термо-барического поля от зимней циркуляции к летней и большой повторяемостью в конце зимы циклогенеза. Осенний минимум связан с общим выхолаживанием всей толщи тропосферы. В годовом ходе увеличение высоты тропопаузы наблюдается над всеми станциями с апреля. С сентября высота тропопаузы на всех станциях резко понижается.

Сопоставление кривых годового хода по всем трем станциям позволяет отметить ломаный ход кривой над северными районами и общее сглаживание его над центральными и южными районами. В годовом ходе колебание среднемесячных значений высот тропопаузы над югом территории от месяца к месяцу происходит плавно, в то время как над северными районами значения высот тропопаузы претерпевают скачкообразные изменения.

Такой характер хода кривых объясняется не только различием физико-географических условий расположения станции [7], а главным образом различием циркуляционных условий над этими районами.

Сопоставление значений высот тропопаузы по всем 9 станциям в январе и июле по территории показывает четко выраженное повышение высоты тропопаузы более чем на 1 км с севера на юг.

Известно, что приток тепла в верхней тропосфере способствует повышению тропопаузы, приток тепла в нижней стратосфере — ее понижению [8], т. е. более сильное прогревание тропосферы в нижних широтах, с одной стороны, и более замедленное прогревание тропосферы над высо-

Таблица 1
Повторяемость (%) высоты нижней границы (1961—1965 гг.)

Станция	Градации, км										число случаев
	5,0— —5,9	6,0— 6,9	7,0— 7,9	8,0— 8,9	9,0— 9,9	10,0— 10,9	11,0— 11,9	12,0— 12,9	13,0— 13,9		
Январь											
Салехард	0,3	2	9	28	34	21	5	0,7			303
Тарко-Сале		3	8	22	35	26	6		1		304
Ханты-Мансийск		2	6	16	34	32	8	1	1		304
Тобольск	0,3	1	4	16	35	30,7	11	2			309
Свердловск		2	5	14	30	34	13	1,8	0,2		300
Омск		1	1	11	28	36	19	4			310
Барабинск			2	8	27	41	19	3			309
Новосибирск			1	7	21	40	26	5			302
Барнаул (1963—1965)				5	27	44	22	2			282
Июль											
Салехард			1	4	17	28	42	8			297
Тарко-Сале			1	10	17	31	34	7			270
Ханты-Мансийск				3	9	33	42	13			305
Тобольск				2	10	27	48	13			311
Свердловск		0,3		1	8	26	50	14	0,7		308
Омск				1	12	28	47	11,7	0,3		307
Барабинск				1	10	30	45	13,7	0,3		293
Новосибирск				1	7	32	47	12,4	0,6		300
Барнаул (1963—1965)				3	6	33	45	13			283

кими широтами — с другой, оказывают влияние на широтный ход нижней границы тропопаузы.

Распределение температуры в слое тропопаузы в годовом ходе представлено на рис. 2. Как следует из рис. 2, минимум температуры на нижней границе тропопаузы наблюдается в январе над югом территории ($-64,2^\circ$) и в феврале над севером и центральными районами ($-63,6^\circ$). Максимум температуры на нижней границе тропопаузы над северными районами наблюдается в июне ($-51,0^\circ$), над центральными и южными — в июле ($-54,0^\circ$). Изменение температуры на уровне тропопаузы от зимы к лету объясняется общим изменением термических условий тропосферы.

Годовой ход температуры верхней границы тропопаузы полностью согласуется с годовыми изменениями температуры на нижней границе.

Приведенные данные показывают, что на средние характеристики температуры тропопаузы влияние широты места зимой сказывается незначительно (это хорошо видно из совместного анализа данных 9 станций в январе), в то время как летом в зависимости от изменения широты средние характеристики температуры резко изменяются при переходе от низких и средних широт к высоким.

Основные характеристики тропопаузы

Анализ материала показывает, что в течение года вертикальный градиент независимо от широты расположения станции колеблется от $0,2^\circ/100$ м до $0,55^\circ/100$ м. Особенно значительные изменения температуры наблюдаются в летние месяцы ($0,4—0,55^\circ/100$ м).

В табл. 1 приведена повторяемость высоты нижней границы тропопаузы над станциями в январе и июле (1961—1965 гг.). Данные, приве-

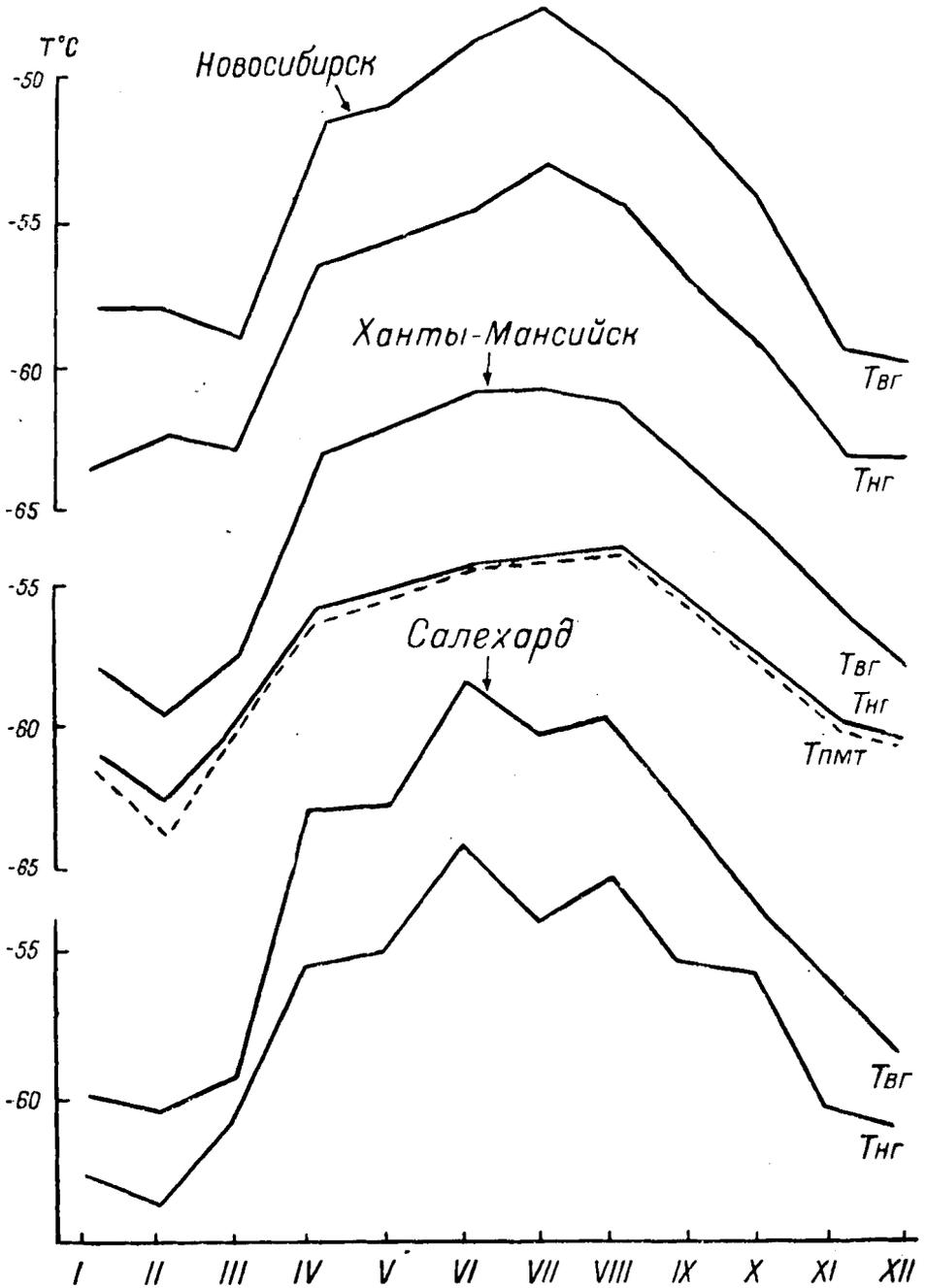


Рис. 2. Годовой ход температуры в слое тропопаузы.

денные в табл. 1, позволяют судить об общей изменчивости высоты и о наиболее вероятных и предельных ее значениях.

В зимний сезон, как следует из табл. 1, преобладающие высоты тропопаузы лежат в интервале 8—11 км над северными районами и 9—12 км над южными. Наименьшая повторяемость в этот период приходится на высоты 5—6 км и 13—14 км. Следует отметить, что с юга на север возрастает повторяемость высот 8—9 км, а с севера на юг 10—12 км. Так, в Салехарде градация высот 11—12 км составляет 5%, в Тобольске — 11%, в Новосибирске — 26%.

Летом по всей территории наиболее вероятны высоты тропопаузы 11-12 км (Салехард — 42%, Тобольск — 48%, Свердловск — 50%, Новосибирск — 47%). Над югом и центром территории значительно увеличивается повторяемость высот 12-13 км и уменьшается повторяемость высот 9—10 км. Летом над Западной Сибирью расположение тропопаузы ниже 7 км не наблюдается.

В переходные сезоны возможна тропопауза на высоте 4—5 км и 13—14 км. Весной одинаково вероятна тропопауза на высоте 8—9 и 9—10 км. В осенний период максимальная повторяемость высоты тропопаузы сдвигается от более высоких градаций к более низким, причем на севере этот сдвиг наступает на месяц раньше, чем на юге.

Используя методику обработки полярной и тропической тропопаузы, предложенную Л. М. Кравцовой [3], и проведя анализ по всем станциям Западной Сибири, мы пришли к заключению, что над Западной Сибирью в течение года наблюдается в основном полярная тропопауза.

В работе рассмотрены суточные колебания нижней границы тропопаузы. Для этой цели использованы 4-разовые данные радиозондирования: в январе, апреле, июле и октябре — по ст. Новосибирск. Анализ показал, что суточные колебания прослеживаются во все сезоны года весьма слабо. Некоторое увеличение высоты тропопаузы отмечается в дневные часы, особенно в июле. Однако разница между данными за разные сроки наблюдения невелика и составляет 0,08—0,19 км, т. е. находится практически в пределах точности вычислений. Отсюда можно сделать предположение, что в настоящее время при существующих методах исследования средние значения высоты нижней границы тропопаузы с достаточной точностью можно определить по данным одного из срочных наблюдений.

Для анализа температурных условий на уровне тропопаузы над территорией Западной Сибири были рассмотрены данные о повторяемости температуры по градациям в годовом ходе по трем станциям (Новосибирск, Ханты-Мансийск и Салехард) и за январь и июль по всем 9 станциям.

Анализ материала позволил установить, что в условиях Западной Сибири в течение года температура на нижней границе тропопаузы колеблется в широких пределах от -30° до -90° . Летом значительно уменьшается диапазон колебания за счет низких значений градаций. В июле температура колеблется от -30° до -65° , причем максимальную повторяемость имеют градации от -50° до -60° . В зимний сезон (январь) наиболее вероятной является температура -55° — -70° . В осенний сезон наблюдается уменьшение повторяемости градаций высоких значений температур и нарастание повторяемости более низких градаций. Так, в ноябре повторяемость градации -60° — -65° составляет максимальную в году величину 42%.

На взаимосвязь высоты нижней границы тропопаузы с полем температуры и геопотенциала указывается в ряде работ [4, 5, 6].

Сопоставление карт топографии тропопаузы и ее температуры,

Таблица 2

Повторяемость (%) температуры нижней границы тропопаузы (1961—1965 гг.)

Станция	40,0— 44,9	45,0— 49,9	50,0— 54,9	55,0— 59,9	60,0— 64,9	65,0— 69,9	70,0— 74,9	80,0— 84,9	85,0— 89,9	Число случ.
Январь										
Салехард		1,3	4	16	37	28	11	0,7	0,7	303
Ханты-Мансийск		1	6	22	31	28	9	3		304
Тарко-Сале		1	6	17	41	25	8	2		304
Тобольск	0,3	1,4	9	23	36	19	7	4	0,3	299
Барабинск		0,3	7	20	33	28	8,4	2	0,3	308
Свердловск		2	9	23	33	25	7	1		302
Омск		0,3	4	18	30,7	28	14	5		309
Новосибирск		0,3	2	14	32	32,7	16	3		309
Барнаул		0,6	4	14	35	32,4	12	2		199
Июль										
	30,0— 34,9	35,0— 39,9	40,0— 44,9	45,0— 49,9	50,0— 54,9	55,0— 59,9	60,0— 64,9			Число случаев
Салехард		0,3	6	12	35,7	41	5			296
Ханты-Мансийск		0,6	5	15,4	28	41	10			305
Тарко-Сале		2	7	22	36	30	3			263
Тобольск	0,3	0,3	5	14	33	39	8,4			310
Барабинск		0,3	2	16	43	30,7	9			294
Омск			6	17	33	39	5			307
Новосибирск		1	4	17	36	37	5			306
Свердловск			3	18	30	43	6			310
Барнаул			5	17	41	31	6			182

Примечание. Все температуры отрицательны.

построенных для января и июля над Западной Сибирью с картами средних месячных значений температуры и геопотенциала поверхностей 850, 500 и 300 мб показало существование между ними связи независимо от физико-географического расположения станции.

Для определения тесноты связи были вычислены коэффициенты корреляции для высоты и температуры тропопаузы и изобарических поверхностей с учетом времени суток (0,4 и 16 час.) и сезонов года (январь, июль) по материалам аэрологической станции Ханты-Мансийск. Анализ данных позволил заключить, что в тропосфере коэффициент корреляции ниже, чем в стратосфере, и что существует зависимость величины коэффициента корреляции от сезона и от времени суток. Зависимость коэффициента корреляции от времени суток тесно связана с сезоном года. Так, в январе в ночные часы величина коэффициента корреляции значительно меньше, чем в дневные (0,4 час.—0,1; 16 час.—0,34). В июле картина обратная (0,4 час.—0,46; 16 час.—0,23). Летом связи больше, чем зимой, причем в верхней тропосфере она выражена во много раз лучше, чем в нижней. Так, коэффициент корреляции между высотой тропопаузы и геопотенциалом поверхности 850 в январе составляет —0,22; а с поверхностью 300 мб —0,63. Летом коэффициент корреляции увеличивается и составляет с геопотенциалом поверхности 850 —0,35; а с поверхностью 300 мб—0,81. Полученные результаты хорошо согласуются с литературными данными [4, 5, 6, 7]. Значение коэффициента корреляции между высотой тропопаузы и температурой изобарических поверхностей 850 и 300 мб летом больше, чем зимой, и составляет соответственно для января 0,55; для июля —0,70. Амплитуда суточных колебаний коэффициента корреляции высоты тропопаузы и поверхности 850 мб претерпевает одинаковые изменения как зимой, так и летом. Однако коэффициент

корреляции высоты тропопаузы и высоты поверхности 300 мб испытывает значительные сезонные изменения. Амплитуда суточной изменчивости коэффициентов корреляции зависит, главным образом, от активности процессов, протекающих на том или ином уровне. Сезонные соотношения амплитуд (зимние больше летних — для высоты и наоборот — для температуры) можно объяснить большими различиями в характере воздействия на атмосферу подстилающей поверхности и активностью протекающих процессов.

Представляло интерес проанализировать зависимость между высотой тропопаузы и высотой уровня максимального ветра. Данные табл. 3 показывают, что ось струйного течения в основном располагается под

Таблица 3

Средняя высота (км) оси струйных течений, нижней границы и поверхности минимальных температур тропопаузы над Новосибирском

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ось струйных течений	9,7	9,5	9,8	9,3	10,1	10,0	10,1	10,4	10,4	10,0	9,7	9,2
Нижняя граница тропопаузы	10,9	10,7	10,2	9,4	10,5	11,0	10,6	10,9	10,2	10,4	10,4	10,4
Поверхность минимальных температур в тропопаузе	11,2	11,3	10,6	9,9	10,7	11,1	10,7	11,2	10,8	10,8	10,8	10,7
Число случаев	100	52	116	85	43	30	31	39	25	49	85	106

слоем тропопаузы. При этом расстояние между средними высотами оси струйных течений и высотой нижней границы тропопаузы, как и поверхности минимальных температур, в различные сезоны года бывает различным. Обращает на себя внимание тот факт, что над югом территории вероятность нахождения оси струйного течения на уровне тропопаузы наибольшая только в переходные сезоны. Следует заметить, что при анализе не наблюдалось ни одного случая, когда бы ось струи располагалась выше поверхности минимальных температур. В среднем высота оси струйных течений находится на 0,3—2,6 км ниже средней высоты поверхности минимальных температур. Анализ данных по станциям Салехард и Ханты-Мансийск показал, что ось струйного течения в течение всего года располагается ниже высоты нижней границы тропопаузы в среднем на 0,9—1,8 км. В годовом ходе максимальное расстояние между этими высотами наибольшее летом, наименьшее в конце зимы — в марте. Проведенное исследование хорошо согласуется с работой [7].

В процессе исследования выяснилось, что над Западной Сибирью довольно часто наблюдается многослойная тропопауза. Используя 9 основных типовых процессов, определяющих погоду Западной Сибири [2], мы сделали попытку связать случаи многослойной тропопаузы с типовыми синоптическими процессами (табл. 4).

Из табл. 4 следует, что с севера территории на юг повторяемость многослойной тропопаузы уменьшается в 2 раза, при этом формирование ее определяется различными синоптическими процессами. Так, подавляющее число случаев многослойной тропопаузы на севере территории наблюдается при циклонической деятельности на арктическом фронте (тип I), особенно при подтипе I₁ (западные циклоны) и I₂ (центральные циклоны). Над центральным районом территории (Ханты-Мансийск) общее количество случаев повторяемости многослойной тропопаузы

Таблица 4

Повторяемость (число случаев) многослойной тропопаузы по станциям при различных атмосферных процессах

Станции	Тип процессов										Всего случаев	
	I			II	III	IV	V	VI	VII	VIII		IX
	I ₁	I ₂	I ₃									
Салехард	81	40	13	7	1	13	—	7	7	—	2	161
Ханты-Мансийск	22	17	4	9	1	20	5	7	7	—	2	94
Новосибирск	2	5	4	11	4	22	16	1	10	—	2	77

уменьшается по сравнению с севером территории и над этим районом помимо влияния типа I возрастает роль типа IV — приземный антициклонез. Роль этого синоптического процесса становится одной из основных в формировании многослойной тропопаузы на юге территории. Вторым по значимости процессом для этого района становится тип V — влияние азиатского антициклона. Роль циклонической деятельности на арктическом фронте в формировании многослойной тропопаузы над югом территории утрачивает свое значение. Над всей территорией не зафиксировано случаев с многослойной тропопаузой при типе VIII — влиянии азорского антициклона и над севером территории при типе V — влияния азиатского антициклона. Таким образом, формирование многослойной тропопаузы над Западной Сибирью наиболее вероятно при двух типах синоптических процессов: типе I (север и центр территории) и типе IV (юг и центр территории).

ЛИТЕРАТУРА

1. Л. И. Бордовская. Температурный режим свободной атмосферы над Западной Сибирью. — Материалы конф. «Курортные ресурсы Сибири и задачи их освоения». Изд. Томского ун-та, 1970.
2. Л. И. Бордовская, А. Р. Цыбульский. Повторяемость и скорость перемещения циклонов и антициклонов над Западной Сибирью. Настоящий сборник.
3. Л. М. Крацова. О методике климатической обработки характеристик полярной и тропической тропопауз. — «Труды НИИАК», вып. 34, 1965.
4. Л. М. Крацова. Некоторые характеристики тропопаузы над СССР. — «Труды НИИАК», вып. 11, 1963.
5. И. А. Маклаков. Корреляционная связь между высотой нижней границы тропопаузы и температурой тропосферы. — «Труды ЦИП», вып. 137, 1964.
6. З. М. Маховер. Корреляционная связь высоты тропопаузы с геопотенциалом и температурой изобарических поверхностей. — «Труды НИИАК», вып. 4, 1967.
7. Н. А. Малина. Некоторые особенности тропопаузы над Салехардом и Тарко-Сале. — «Труды Омской гидромет. обсерватории», вып. 3, 1968.
8. Л. С. Минина, И. А. Маклаков. Колебания нижней границы тропопаузы в связи с изменением температуры. — «Труды ЦИП», вып. 137, 1964.

ANAX PARTHENOPE SELYS — РЕЛИКТОВЫЙ ВИД В ОДОНАТОФАУНЕ ГОРНОГО АЛТАЯ

Б. Ф. БЕЛЫШЕВ, Н. Б. БЕЛЫШЕВ

В одонатологическом отношении Алтай и Приалтайские степи исследованы хорошо и было трудно ожидать встреч неизвестных для этой территории видов.

В небольшой коллекции стрекоз, собранной на оз. Ая и переданной нам А. М. Малолетко, оказался экземпляр молодого самца *Anax parthenope Selys*, добытый 8 июля 1971 г. Северным пределом распространения этого вида, на данной долготе, до сих пор считалось оз. Зайсан.

О морфологических особенностях говорить трудно из-за молодости и дефектности экземпляра, имеющего однотонную бурую окраску. Полная окраска, очевидно, не проявилась из-за молодости экземпляра, а то, что появилось, исчезло в результате подгнивания при сушке. Но следует отметить наличие широких темных поперечных полос на всех крыльях, идущих от первой радиальной жилки и почти до заднего края крыла. Ширина такой полосы занимает пространство от дистального края птеростигмы и немного не доходит до узелка.

Нет сомнения, что нахождение описанного вида на оз. Ая следует считать реликтовым — вид сохранился от времени последнего ксеротермического периода.

Думать о залете этого широко распространенного на юге вида, обладающего мощным полетом, нет основания. За это со всей очевидностью говорят два момента: 1) явная молодость экземпляра, который не мог сделать такой длины перелет, и 2) нахождение экземпляра в горах, куда он мог попасть не в результате прямого перелета, а только после первоначального лета вдоль северной окраины горной страны, а затем, после крутого поворота своего маршрута в горы, по долине р. Катунь. Но в Приалтайской и Кулундинской степи вид ни разу не встречен нами в течение десятилетних исследований.

Такие узколокальные находения видов стрекоз на Алтае приходилось встречать не раз: *Nehalennia speciosa* Charp. — на Телецком озере; *Ischnura rimilio* Charp. — на р. Песчаной, у с. Точилино; *Macromia sibirica* Djac. — на р. Чое (приток р. Иша) и некоторые другие.

Данная находка, таким образом, представляет интерес не только для одонатологии, но она интересна и для четвертичной географии, показывая пределы распространения прежних экологических условий.

СОДЕРЖАНИЕ

М. В. Трон ов. Некоторые теоретические результаты гляциологических исследований на Алтае	3
В. Г. Бахтияров. Сезонное и географическое изменение водности в облаках слоистых форм	11
Л. И. Бордовская. Температурные инверсии над Западной Сибирью	16
Л. И. Бордовская, А. Е. Цыбульский. Повторяемость и скорость движения циклонов и антициклонов над Западной Сибирью	22
А. Г. Сморгалова. Характеристика ливневых дождей по Омской, Томской и Тюменской областям	30
Л. И. Трифонова, Л. В. Романова. Распределение температуры и влажности в свободной атмосфере в ясные и пасмурные дни	35
Л. И. Бордовская, Л. М. Пархоменко. Грозы в районе г. Томска	45
Н. В. Рутковская. Структура летнего сезона года в бассейне р. Кети	52
Н. В. Рутковская. Погодно-климатическая характеристика фаз летнего сезона года в бассейне р. Кети	57
П. А. Окише в. Являлась ли Курайская котловина ледоёмом?	64
А. А. Земцов. Эратические валуны на севере Западно-Сибирской равнины и связанные с ними проблемы	70
А. М. Малолетко. Лощинно-увалистый рельеф Степного Приобья и Кулуды и его происхождение	124
Л. И. Бордовская. Тропопауза над Западной Сибирью	142
Б. Ф. Бельшев, Н. Б. Бельшев. <i>Anax parthenope Selys</i> — реликтовый вид в одонатофауне Горного Алтая	151

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Выпуск 9

Томск. Изд-во ТГУ, 1976 г. 152 с.

Главный редактор **В. С. Сумарокова**
 Технический редактор **Р. М. Подгорбунская**
 Корректор **Т. И. Стеклова**

К302145. Сдано в набор 20/1 1975 г. Подписано к печати 10/V 1976 г. Бумага типографская, № 3. Формат 70×108¹/₁₆; п. л. 9,5; уч.-изд. л. 12,5; усл. п. л. 13,3. Заказ 11154. Тираж 500. Цена 1 руб. 25 коп.

Издательство ТГУ. Томск, 29, ул. Никитина, 17.
 КПК. г. Кемерово, ул. Ноградская, 5.