

Л. Г. БОНДАРЕВ

ЛЕДНИКИ
И ТЕКТОНИКА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СССР

551.24

Л. Г. БОНДАРЕВ

ЛЕДНИКИ
И ТЕКТОНИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД 1975



1563

Ледники и тектоника. Бондарев Л. Г. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, с. 132.

В монографии рассмотрена проблема влияния тектоники на эволюцию оледенения (затронуты вопросы о климатических барьерах, метахронности плейстоценового оледенения, возможности сдвига максимума оледенения на голоцен, о поддруживании ледников, обусловленном дифференцированными тектоническими движениями). Анализируется также многообразное влияние тектоники на формирование и последующее преобразование скульптурных и аккумулятивных форм ледникового рельефа. Уделяется внимание проблеме активизированных движений, деформациям в подстилающих породах и деформациям самого льда. Рис. — 24, табл. — 7, библиогр. назв. — 296.

Ответственный редактор
академик *К. К. МАРКОВ*

Если рассматривать современное состояние ледников, то вся сумма внешних воздействий на них будет почти полностью сводиться к влиянию рельефа и климата. Но историю ледников, особенно горных, нельзя понять и объяснить при помощи только этих двух факторов: неизбежно привлечение тектоники. Тектонический фактор был отмечен К. К. Марковым еще в 1939 г. (Герасимов, Марков, 1939), тогда же было рассмотрено его влияние на эволюцию оледенения при стабильном положении снеговой линии. В дальнейшем некоторыми авторами (К. К. Марков, М. Г. Гросвальд, Е. В. Максимов, Б. А. Федорович и др.) делался акцент на те или иные вопросы взаимосвязи ледников и тектоники.

Однако до сих пор нет сводной работы, посвященной вопросам влияния тектоники на оледенение. Даже наиболее обстоятельные гляциологические монографии (Тронов, 1954, 1956; Калесник, 1963; Флинт, 1963; Klebelsberg, 1948—1949, и др.) или почти совсем не затрагивают указанной проблемы, или весьма скупо освещают отдельные ее стороны. В то же время интересный и разнообразный материал рассеян во множестве работ как отечественных, так и зарубежных авторов.

Предлагаемая вниманию читателя монография написана почти исключительно на основе литературных источников. Однако следует отметить, что в ней также нашли отражение материалы полевых исследований автора на Тянь-Шане.

Автор стремился затронуть по возможности все стороны проблемы «ледники и тектоника». Такое название звучит слишком конспективно, и если бы понадобилось более конкретно отразить

В заглавии содержание книги, то оно — в стиле научных трактатов прошлого — звучало бы так: «Сочинение о влиянии тектоники на развитие ледников, на возникновение и последующее преобразование скульптурных и аккумулятивных форм ледникового рельефа с присовокуплением данных о движениях земной коры, связанных с ликвидацией ледниковой нагрузки, а также сведений о нарушениях рыхлых толщ, производимых движущимся льдом, и деформациях самого льда».

Автор выражает глубокую благодарность академику К. К. Маркову, профессору В. М. Котлякову и старшему научному сотруднику М. Г. Гросвальду, которые внимательно ознакомились с рукописью и сделали немало полезных замечаний.

Тектонический фактор развития оледенения

Земная кора находится в непрерывном движении. Вертикальные движения обнаруживаются всюду, где только ставится их исследование, будь то глубоко расчлененный горный рельеф или плоская низменность. Трудно найти точки на земной поверхности, находящиеся в состоянии тектонического покоя, они могут существовать разве только на участках, разделяющих зоны с движениями разного знака. Это происходит с тех пор, как в процессе эволюции земного шара благодаря дифференциации вещества создалась земная кора. Следовательно, тектонические движения всегда были повсеместными и непрерывными.

В истории Земли было несколько периодов значительного усиления тектонической деятельности, когда возрастала скорость движений и их контрастность. Они известны как орогенические эпохи. Вспышкой тектонической активности отличается также и новейший период в истории Земли — плейстоцен, охватывающий около 1 млн лет. За это время, очень короткое с геологической точки зрения, существенно увеличилась средняя высота суши, усилились контрасты рельефа, выросли высокие горные хребты.

Плейстоцен знаменит прежде всего необыкновенно широким развитием материковых ледниковых покровов и горного оледенения. На фоне общего направленного усиления похолодания выделяется несколько больших всплесков нарастания ледников. Совершенно ясно, что феномен оледенения (прежде всего горного) претерпевал и претерпевает воздействие тектонического фактора. Формы этого воздействия весьма разнообразны. Наиболее простой пример — рост абсолютной высоты приводораздельных частей хребтов, увеличивающий положительную разность оледенения. В этом случае поднятие земной поверхности приводит к тем же последствиям, какие наблюдаются при эквивалентном опускании реальной снеговой линии на ледниках или при опускании нижнего уровня хионосферы — «уровня 365».

Тектонический фактор развития оледенения был выделен наряду с климатическим и геоморфологическим факторами в ра-

боте И. П. Герасимова и К. К. Маркова (1939). Тогда же было проиллюстрировано воздействие этого фактора на эволюцию оледенения при стабильном положении снеговой линии.

Анализируя вопрос о факторах развития оледенения, М. В. Тронов (1966) представил влияние рельефа и климата разномасштабно. Так, рассматривая климатический фактор, он выделил:

1) макроклимат (общеклиматические условия горной страны в целом);

2) мезоклимат (климаты отдельных больших горных бассейнов, склонов на значительном протяжении, крупных участков поверхностей выравнивания и т. п.); в отличие от макроклимата, оперирующего различными значениями высоты снеговой линии, мезоклимат может быть охарактеризован некоторым осредненным высотным положением снеговой линии;

3) микроклимат (условия внутри конкретного кара).

Могут быть микроклиматические различия и более низкого порядка.

Влияние рельефа на оледенение проявляется также дифференцированно:

1) через орографический фактор, учитывающий особенности горной страны в целом (размеры, преобладающие высоты, ориентировка хребтов, крутизна и экспозиция склонов и т. п.);

2) через морфологический фактор, учитывающий особенности вместилища отдельного конкретного ледника.

Конечно, такая детализация облегчает процесс исследования связи оледенения с климатом и рельефом.

Рассматривать связи ледников с тектоникой, конечно, удобнее, дифференцировав тектонический фактор. Он также может быть разделен по пространственному признаку. В этом смысле в предлагаемой работе обсуждаются тектонические влияния разного ранга. В зависимости от того, какого порядка тектоническая структура рассматривается (мегаантиклиналь, щит, антиклинорий или отдельный блок, обособленный разломами, и т. д.), можно говорить о тектоническом влиянии на оледенение как в масштабе обширных и сложных горных систем, так и в масштабах отдельно взятых хребтов, вулканических конусов или речных долин. В сущности такое деление мало отличается от деления геоморфологического фактора, если учесть, что каждой структуре отвечает «свой» рельеф. Но специфика тектонического влияния на оледенение заключается в особом значении фактора времени.

Значение фактора времени

Особенность тектонического воздействия на оледенение заключается в длительном накоплении, суммировании «невидимых» воздействий, которые становятся «зримыми» только

в определенных хронологических рамках. Вне времени влияние тектоники проявляется через рельеф, поэтому выделение особого тектонического фактора в развитии оледенения теряет смысл, за исключением тех случаев, когда действует — практически мгновенно — сейсмический толчок.

Значение фактора времени выступает особенно убедительно при сравнении общего характера климатической и тектонической кривых, полученных для плейстоцена. Как известно, в плейстоцене происходит непрерывный рост средней высоты суши, который проявляется, однако, различно в разных районах. В пределах платформ движения имеют колебательный характер, происходит чередование движений разного знака, в итоге алгебраическая сумма, характеризующая направленный процесс, невелика.

Иное дело в горах, где, как правило, не происходит смены знака движений. Горы растут непрерывно. Хотя скорость подъема и меняется, но типичное состояние горной системы в плейстоцене заключается в том, что в каждый последующий отрезок времени абсолютная высота больше, чем в предыдущий. Для некоторых районов имеются данные, свидетельствующие об увеличении скорости их подъема в течение плейстоцена.

Изменения же климата характеризуются чередованием крупных ритмов, прохладных и влажных, с более теплыми и сухими. На крупные ритмы накладываются ритмы более мелкого порядка, в результате суммирующая кривая приобретает довольно сложный вид. На фоне общей тенденции к похолоданию часто происходят попятные движения с возвращением в «пройденное» состояние.

Такой ход кривых имеет существенное значение при определении вклада климатического и тектонического факторов в динамику оледенения. Поскольку рост гор направлен, как правило, однозначно, а изменчивость климата характеризуется подъемами и спадами, ясно, что вклад тектонического фактора будет непрерывно накапливаться и возрастать при переходе к более продолжительным отрезкам времени.

При исследовании совместного влияния климатических изменений и тектонического подъема на динамику ледников их следует дать в одинаковых единицах измерения, что будет достигнуто, если колебания климата выразить через изменение высотного положения снеговой линии. Рассмотрим это на примере, характерном для периода деградации оледенения.

Примем среднюю величину тектонического подъема за 5—10 мм/г. Величина разницы в положении снеговой линии для двух соседних лет может составить 50 м. В этом случае отношение климатической составляющей к тектонической превысит 7000.

Если рассматривать тектонические и климатические влияния в рамках многовековой стадии динамики оледенения продолжи-

тельностью около 2000 лет, то первая величина окажется равной 10—20 м, вторая — порядка 150—200 м. Отношение климатической составляющей к тектонической будет 8—20.

Наконец, за время, прошедшее после максимума последнего оледенения (около 20 тыс. лет), величина тектонического подъема при принятых нами скоростях равна 100—200 м, а величина наблюдаемой депрессии снеговой линии — в среднем около 600—800 м. С учетом тектоники климатический подъем снеговой линии составит в таком случае не более 700—1000 м, а отношение климатического фактора к тектоническому будет 3.5—10.

Принятые средние скорости тектонического подъема вполне реальны, возможно, они даже приуменьшены. Это следует из сравнения с конкретными данными, полученными для разных горных систем Евразии (табл. 1).

Мы видим, что участие тектонической составляющей в динамике оледенения становится все более и более ощутимым по мере увеличения продолжительности рассматриваемого отрезка времени.

Рассмотрим теперь новейший геологический этап в целом. Суммарный размах движений для неоген-плейстоценового времени оценен К. К. Марковым (1967), причем определен термический эффект движений, что опять-таки очень удобно для сравнения с климатическими влияниями.

Поднятие платформенных участков земной коры (внегорных территорий) составило в среднем около 600 м, что равносильно снижению среднегодовой температуры на 3.6° . Направленная тектонико-эвстатическая регрессия океана, изменчивость положения уровня которого интегрировала разнонаправленные движения дна (при преобладающем опускании), равна 100 м, что эквивалентно снижению температуры на 0.6° .

Итак, общая величина снижения температуры составляет 4.2° , что почти совпадает с величиной похолодания в 4.5° , которое, по мнению представителей альпийской школы (Пенк, Брюкнер), привело к материковым оледенениям. Согласно современным представлениям, для развития оледенения на равнинах необходимо было первоначальное падение температуры на $10\text{--}12^\circ$ (Марков, Величко и др., 1968). Таким образом, в масштабе новейшего этапа геологической истории Земли отношение вкладов тектонического и климатического факторов в развитие оледенения негорных районов равно $1 : 1.5\text{--}1 : 2.0$.

Что касается горных территорий, то, принимая во внимание масштабы поднятия за плейстоцен, измеряемые километрами (до 5 км), К. К. Марков оценивает соответствующее снижение среднегодовых температур в $12\text{--}30^\circ$. Отсюда следует, что, говоря о причинах развития оледенения в горных районах в масштабах плейстоцена в целом, на первое место безусловно следует поставить тектонический фактор.

ТАБЛИЦА 1

Скорости неотектонических движений в горных странах

Район	Средняя скорость тектонического подъема, мм/г.	Отрезок времени, для которого определена скорость поднятия	Источник
Большой Кавказ	11.7—13.3	Последние 60 тыс. лет	Щербакова (1965)
Высокогорная часть Большого Кавказа	15 и больше	Поздне- и послеледниковое время	Растворова, Щербакова (1963)
Западный Памир, хр. Петра Первого	25.0	Голоцен	Ранцман (1960)
Западный Памир, Дарвазский хребет	5.0	Средний плейстоцен—голоцен	Чедия (1958)
Памир	10.0	Голоцен	Трофимов (1970)
Памир	15.0	»	Лоскутов (1969)
Алайский хребет	39.0	Нижний голоцен	Максимов (1969)
Заалайский хребет	57.0	Голоцен	То же
Северный Памир	62.0	»	»
Западный Тянь-Шань	2.5—5.8	Плейстоцен	Несмеянов (1967)
Разные районы Северного Тянь-Шаня	4.0—20.0	Поздний плейстоцен и голоцен	Попов (1954)
Тянь-Шань в целом	0.5—5.0	Средний плейстоцен, голоцен	Попов, Резанов (1955)
Тянь-Шань, хр. Кокшалтау	15.5—24.4	Послеледниковое время	Настоящая монография
Тянь-Шань, хр. Кунгей-Алатау	13.0—21.7	То же	То же
Заилийский Алатау	5.0	» »	Жандаев (1972)
Алтай, верховья р. Актру	10.0—15.0	Современные движения	Душкин (1967)
Западный Саян	8.0—14.0	То же	Митропольский, Анищенко (1964)

При большой интенсивности движений тектонический фактор может стать определяющим в динамике оледенения даже внутри относительно непродолжительных отрезков времени (например, в голоцене, как будет показано ниже). Так, неблагоприятные для оледенения климатические изменения могут быть полностью компенсированы тектоническим подъемом (масштабы оледенения в голоцене стабильны). Возможно (например, при воздымании вулканических конусов), что скорость тектонического поднятия превосходит смещение вверх линии нулевого баланса твердых осадков. В таком случае особенности эволюции оледенения определяются в первую очередь именно тектоникой — ледники будут увеличиваться в размерах вопреки неблагоприятным изменениям климата (см. параграф «Голоценовые максимумы...»).

Приведем пример, который показывает, как медленное, постепенное накопление мелких количественных изменений в процессе тектонического поднятия может привести к большим количествен-

ным изменениям в состоянии оледенения. Вполне вероятна такая ситуация, когда для возникновения крупных ледников плоских вершин не хватает всего 50—70 м высоты. Однако обширный участок денудационной поверхности при стабильном климате может быть постепенно поднят до уровня линии нулевого баланса твердых осадков, что приведет к быстрому развитию ледникового щита. Л. Н. Ивановский (1968) отмечает, что в таких случаях после быстрого захвата плоской поверхности покровом льда даже временное повышение снеговой линии не может повлиять на разрастание оледенения. Процесс формирования щита развивается необратимо.

В заключение еще раз подчеркнем значение фактора времени. О том, какое огромное воздействие на ландшафты оказывает непрерывное накопление во времени незаметных тектонических движений, писал Л. Б. Рухин. Применительно к рассматриваемой нами проблеме его слова можно перефразировать так. Тектонические движения очень медленны. Поэтому их влияние на оледенение тем ощутимее, чем с большими отрезками времени приходится иметь дело. В каждый короткий отрезок времени, например в «современную» эпоху, определяющая роль тектонических движений не бросается в глаза. Если же изучать палеогеографические особенности той же области за более длительный промежуток времени, то огромное значение тектонических движений вырисовывается вполне отчетливо (Рухин, 1962, с. 45).

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИКИ НА ЭВОЛЮЦИЮ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Рассмотрение вопросов о влиянии тектоники на оледенение начнем с «высшего уровня» (ледниковой эпохи), а затем последовательно перейдем к менее продолжительным отрезкам времени. Пространственные рамки при этом также будут суживаться.

О связи орогенических и ледниковых эпох

Существует много работ, в которых говорится о непосредственной связи ледниковых эпох с орогеническими (Chamberlain, 1897; Ramsay, 1910; Личков, 1941, и др.). Наиболее яркий пример в этом отношении — оледенения тектонически активного плейстоцена.

Согласно орогеническим ледниковым гипотезам, рост средней высоты суши приводит к остыванию земной поверхности; поднимающиеся горы сами «входят» в зону положительного баланса твердых осадков. Одновременно происходит сокращение площади морей, которое также управляется тектоникой (увеличивается емкость океанических впадин). В результате геократической регрессии увеличивается площадь континентов, что вносит дополнительный вклад в общепланетарное похолодание. В этом смысле особенно ощутимо уменьшение площади моря в высоких широтах, на что указывают Ч. Брукс (1952), М. Шварцбах (1955) и другие авторы. Регрессия океана, осложненная временными трансгрессивными пиками гидрократического характера, — одна из характернейших особенностей плейстоценового времени.

Аккумуляция больших масс льда на суше означала изъятие из кругооборота значительного количества воды, что опять-таки имело следствием снижение уровня моря. Появлялся дополнительный стимул к похолоданию; процесс приобретал, таким образом, черты саморазвития. Р. Фейрбридж (1966) называет происходившее в плейстоцене охлаждение «тектоноэвстатическим». Он же подчеркивает влияние вулканических извержений взрыв-

ного типа: «Вулканизм и орогенция идут рука об руку так, что крупные орогенции оказываются, следовательно, отмеченными не только образованием высоких гор, но также и распространением больших масс вулканического пепла и дыма» (1966, с. 273).

Возрастающая запыленность атмосферы приводит к поглощению солнечной радиации и к похолоданию климата.¹ В свое время о связи вулканизма с похолоданием писал Ч. Брукс; в последние годы этой проблемой занимается М. И. Будыко (1971). Он считает, что снижение прозрачности атмосферы приведет к снижению среднегодовых температур, росту ледовитости арктических морей, а затем и к наступанию ледников.

Во многих работах отмечается, что крупные тектонические и климатические ритмы могут порождаться одной внешней первопричиной и совпадать во времени.

Так, в качестве общей причины климатической и тектонической изменчивости Л. А. Варданыц (1933) называет непостоянство притока солнечной радиации. Его рассуждения таковы. В эпохи похолодания, когда интенсивность солнечной радиации падает, Земля должна покрывать отдачу энергии в пространство за счет своих потенциальных возможностей. Это проявляется в уплотнении материи и уменьшении объема земного шара. Последствия этого — ускорение вращения Земли, возникновение орогенных зон, вулканизм, смещение барических максимумов. Синхронно с орогеническими фазами развиваются оледенения. Переход больших масс в лед сопровождается массовым выделением энергии. Этот процесс отвечает необходимости восполнить отдачу Землей энергии в пространство и соответствует новой структуре энергетического баланса планеты.

Д. Г. Панов (1946) также считает, что и климатические и тектонические ритмы большого масштаба вызваны внешними — космическими — причинами. Изменчивость климата, по его мнению, связана с непостоянством содержания межзвездной материи на пути следования Земли, а тектонические фазы — с колебаниями внешнего потока энергии, которые обусловлены меняющимся состоянием гравитационного поля. В работе Д. Г. Панова, однако, нет указания на совпадение эпох оледенения с тектоническими фазами.

¹ В. М. Сибицын (1967) излагает мнение Хэмфриса о том, что влияние запыленности на термический режим проявляется двояко — с одной стороны, затрудняется проникновение солнечных лучей к земной поверхности, но зато задерживается также и тепловое излучение Земли. В какой-то степени оба эффекта уравнивают друг друга, но даже в случае значительной взаимной компенсации наступившие изменения будут благоприятными для развития ледников, поскольку солнечная радиация — главный фактор их абляции.

М. С. Эйгенсон (1963) пишет, что целый ряд геосфер, возможно вплоть до верхней части мантии, способен ощущать колебания потока энергии от Солнца. Что касается сочетания эндогенных и экзогенных влияний на развитие оледенения, то, по его мнению, на первое место должны быть поставлены внешние воздействия. Геотектоника вряд ли способна вызвать оледенение и смену его противоположных фаз, но она может создать условия для реализации экзогенного фактора. М. С. Эйгенсон подчеркивает, что в промежутках между орогенными фазами царил монотонный климат. Хотя «солнечная машина» действовала и тогда, это — при отсутствии орогении — не приводило к палеоклиматическим революциям — великим оледенениям.

С наибольшей определенностью идея об общности долгопериодических изменений климата и геологических процессов высказана в работах Г. П. Тамразяна (1959) и В. М. Сеницына (1964). По их мнению, причины этого лежат вне нашей планеты. Земля проходит через участки Вселенной, различно насыщенные межзвездной материей. В связи с этим изменяется количество солнечной радиации, достигающей земной поверхности, изменяются, следовательно, и климат, и вся совокупность экзогенных рельефообразующих процессов.

Однако в зависимости от содержания межзвездного вещества находится также и величина гравитационного воздействия на Землю. Наибольшее «расшатывание» литосферы, кульминация орогенеза, совпадает с прохождением Земли через участки наибольшего сгущения межзвездного вещества — при пересечении орбиты Земли с галактической плоскостью. К этим отрезкам времени приурочено также и максимальное ослабление притока радиации от Солнца.

На близких позициях стоит в сущности и Г. Ф. Лунгерсгаузен. Он пишет: «Представляется вероятным, что климатическая периодичность высших порядков и периодичность эндогенных процессов в известной степени обусловлены общими — космическими — причинами. При этом не исключаются случаи сближения и даже частичного совпадения эпох планетарного похолодания с эпохами высших орогенических напряжений, хотя порядок следования тех и других подчинен своим особым законам. Примером подобного совпадения может служить начало антропогенной эры, и в этом смысле характеристика современной эпохи как эпохи высокой эндогенной активности, выразительно намеченная Б. Л. Личковым (1941), очевидно, недалека от истины» (Лунгерсгаузен, 1957, с. 110, 111). Но такое совпадение Г. Ф. Лунгерсгаузен не склонен считать закономерностью, и его окончательный вывод гласит: «Главные орогенные фазы в общем не совпадают с великими оледенениями и не предваряют их» (там же, с. 110). В подтверждение этой мысли он ссылается на отсутствие видимой связи с орогенезом оледенений кембрия и ордовика. Кроме того,

известно, что такие орогенные фазы, как среднепалеозойская, мезозойская и палеогеновая, не сопровождались широким развитием ледников.

В связи с этим можно заметить следующее.

Во-первых, нужно помнить о трудностях и погрешностях абсолютных датировок эпох горообразования.

Во-вторых, тектоническая деятельность развертывается на определенном климатическом фоне. Планетарный климат и особенно климат отдельных регионов обладают изменчивостью, что графически выражается в виде неправильной кривой. Подобная климатическая кривая нагляднее всего может быть представлена изменчивостью высотного положения линии нулевого баланса твердых осадков на «каменной» поверхности (второй уровень хионосферы). В ней находит отражение изменчивое влияние всех компонентов климата (термический и радиационный режим, количество атмосферных осадков и их распределение по сезонам, облачность, газовый состав атмосферы и т. д.). Изменчивость же тектонической деятельности графически можно показать через изменение абсолютной высоты. Обе кривые выражаются таким образом в одних и тех же единицах измерения.

Очевидно, что возникновение ледников будет приурочено к тем отрезкам времени, которым на графике соответствует пересечение тектонической и климатической кривых (в действительности благодаря метелевой и лавинной концентрации снега зарождение оледенения будет происходить несколько ранее).

Если базироваться на работах Г. П. Тамразяна и В. М. Синицына, то наиболее вероятным должно быть встречное расположение изгибов тектонической и климатической кривых. Имеются в виду ритмы наиболее высокого порядка — «космическая зима» и отвечающий ей по времени отрезок тектогенеза (рис. 1). Но большие ритмы осложняются более мелкими, для которых совершенно необязательно соблюдение встречных движений во всех без исключения случаях. Это иллюстрируется рис. 2. Допустим, что некая территория пережила три периода усиления тектонической активности (*A*, *B*, *B*), разделенных периодами спада и относительного покоя, и три оледенения (*I*, *II*, *III*). Из рисунка видно, что оледенение *II* развертывалось в условиях тектонического покоя, а самая мощная орогеническая фаза *B* сработала «впустую» и не сопровождалась развитием ледников. Однако если бы подъем гор в эту фазу был несколько более значительным, то произошло бы развитие локального горного оледенения в условиях наиболее неледникового для рассмотренного отрезка геологической истории климата. В то же время не всегда тектоника и климатические изменения, действующие в «ледниковом направлении», вызовут появление оледенения, так как не происходит пересечения кривых (время развития орогенической фазы *B*).

Совершенно очевидно, что в другом горном районе, в более континентальных или океанических условиях, на иной географической широте, при ином рельефе иным может быть количество пересечений двух кривых, длительность оледенения, время максимума оледенения. Большие различия вероятны при сходе общего хода кривых для двух районов (количество и расположе-

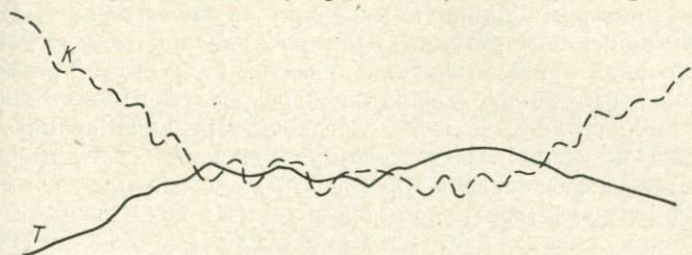


Рис. 1. Сочетание климатической (*K*) и тектонической (*T*) кривых.

ние зубцов и т. п.). Если же учесть существенные пространственные различия в тектонике (энергично поднимающиеся горы противопоставляются таким, где денудация опережает положительные движения), то для горных условий следует скорее ожидать больших различий в истории оледенения, а не общих закономерностей.

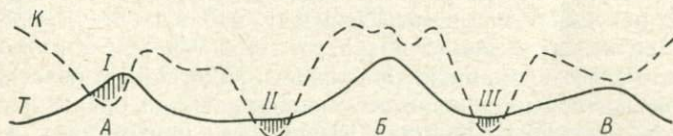


Рис. 2. Различные сочетания климатической (*K*) и тектонической (*T*) кривых; увеличенный фрагмент рис. 1.

При одновременности проявления ритмов высшего порядка более мелкие ритмы сочетаются различно.

Некоторые авторы чередование оледенений и межледниковий пытаются объяснить исключительно с тектонических позиций. Деградация оледенения ставится в связь с ослаблением интенсивности (или прекращением) тектонического подъема. Считается, что в такие отрезки времени интенсивность экзогенных рельефообразующих процессов явно преобладает над эндогенными — рельеф постепенно нивелируется, абсолютные высоты снижаются. Поскольку при этом заметную роль играет гляциальная денудация, получается, что ледники как бы сами подготавливают собственную гибель. Затем новый тектонический импульс увеличивает положительную разность оледенения, вследствие чего ледники начинают наступать, и т. д.

Подобные воззрения на эволюцию плейстоценовых горных ледников принимаются за аксиому в ряде работ, вплоть до вышедших в весьма недавнее время. Влияние собственно климатических изменений при этом полностью игнорируется, они рассматриваются лишь как производные тектонических движений. В качестве примера подобного подхода к проблеме древних оледенений приведем обширную выдержку из монографии Н. Н. Леонова, посвященной тектонике Памиро-Алайской зоны. «Восходящие движения привели к изменению климата. Он стал резко континентальным. Это обусловило рост древнечетвертичного оледенения в высокогорном поясе... Среднечетвертичное время характеризовалось усилением восходящих движений... В высокогорных районах развивалось крупное предпоследнее оледенение... В конце среднечетвертичного времени интенсивность восходящих движений уменьшилась, что обусловило таяние ледников... В начале верхнечетвертичного времени снова усиливались восходящие движения, которые вызвали новое, так называемое максимальное оледенение... В конце верхнечетвертичного времени размах восходящих движений уменьшился. Это вызвало отступление ледников и усиление эрозионной деятельности» (Леонов, 1961, с. 101—103; разрядка моя, — Л. Б.). Совершенно ясно, что такой подход к палеогеографическим проблемам можно воспринимать только как досадный анахронизм.

Причинная связь деградации ледников с денудационными процессами не может объяснить повсюду наблюдаемое сокращение горных ледников в конце позднего плейстоцена и в голоцене. В течение этого времени интенсивность эндогенного рельефообразующего фактора несколько не уменьшилась, он опережает денудацию. В некоторых районах отмечается нарастание скорости вертикальных движений в течение плейстоцена, и сейчас интенсивность поднятий близка к максимальной для новейшего геологического времени.

Орогенная теория развития ритмической изменчивости оледенения была отклонена еще Ф. Махачеком (Machatschek, 1944). «Исключено, — писал он, — чтобы поднятые в зону снега горы во время последнего оледенения были настолько денудированы, чтобы орографические условия стали неблагоприятными для сохранения оледенения и чтобы затем новое движение опять заставило считаться с собой» (с. 339). Он считал также нереальным связывать межледниковья с абсолютными тектоническими опусканиями, чередующимися с периодами поднятий.²

² Ниже мы увидим, что возможно абсолютное тектоническое опускание гор, оказывающее определенное влияние на эволюцию оледенения. Но такие случаи очень редки и в масштабе плейстоцена должны рассматриваться скорее как исключение из правила.

Ф.Махачек, впрочем, не подкрепил свою критику никакими цифрами. Учитывая же новейшие данные абсолютной геохронологии, придется согласиться с тем, что деградация оледенения действительно происходит «слишком быстро» и совершенно несоизмеримо с темпами денудации в гляциально-нивальном поясе, сведения о которой представлены в табл. 2.

ТАБЛИЦА 2

Количественная оценка гляциальной денудации

Район	Темпы денудации, мм/1000 лет	Источник
Юго-восточная Аляска	800	Corbel (1959)
Ледниковые долины Французских Альп	До 2000	Corbel (1962)
Антарктида	50	Евтеев (1964)
Хр. Сунтар-Хаята	61	Корейша (1963)
Исландия, Ватнайёкудль	647	Калесник (1963)
Скандинавия (поздний плейстоцен)	50	Флинт (1963)

После максимума последнего оледенения прошло не более 18—20 тыс. лет. За такое время даже при максимальном значении денудации, согласно табл. 2, будет снесен слой мощностью не более 40 м. Совершенно ясно, что такое снижение поверхности в областях питания ледников неспособно вызвать тех изменений в их распространении, которые наблюдаются во всех горных системах, подвергавшихся оледенению.

Таким образом, как бы ни было велико участие тектонического фактора в развитии плейстоценового оледенения, неизбежно должны учитываться и собственно климатические изменения. Такие особенности древнего оледенения, как его многократность, пульсации, происходившие на фоне направленного роста гор, можно объяснить только привлекая климатические влияния, которые временами действовали в одном направлении с тектоникой, а временами в разрез с ней. В свое время на это обращал внимание Л. С. Берг (1946); он также сомневался в существенном влиянии тектоники на развитие материковых оледенений.

Согласно новейшим взглядам (Марков, Величко и др. 1968), тектоника в широком понимании этого термина (рост площади суши и ее средней высоты, горообразование) играет чрезвычайно весомую роль в возникновении плейстоценовых оледенений, но она сочетается с действием ритмического (и в то же время направленного) климатического фактора — с похолоданием.

1563



Климатические барьеры, созданные тектоникой

Незаметное, «невидимое» поднятие горного хребта (или нескольких хребтов) постепенно создает преграду на пути воздушных масс, приносящих осадки. Происходит непрерывное, направленное усиление сухости в пределах той территории, которая оказывается за барьером, перехватывающим влагу. В итоге эволюция оледенения внешних и внутренних хребтов одной и той же горной системы, начиная с определенного времени, приобретает противоречивые тенденции.

В различных районах земного шара можно найти немало соответствующих примеров, наиболее наглядные относятся ко внутренней части Евразийского материка.

Поднятие Западного Памира и Заалайского хребта явилось причиной обеднения влагой восточной части Памира, где, несмотря на большие абсолютные высоты, оледенение имело ограниченное распространение. В течение всего плейстоцена происходила прогрессирующая аридизация Восточного Памира. Именно поэтому эта горная страна имела максимум оледенения в раннем плейстоцене, в то время как наибольшее планетарное похолодание падает на средний плейстоцен.

Регресс позднеледниковых ледников на Цинхай-Тибетском нагорье был обусловлен нарастающей аридностью климата вследствие поднятия соседних гор (Мурзаева, 1970).

На южном склоне Куэнь-Луня депрессия снеговой линии в период последнего оледенения определяется величиной более чем в 1000 м. Н. А. Беляевский (1948) на основании этого делает вывод о том, что в ледниковую эпоху не только влажные северо-западные ветры, но и влажные ветры со стороны Индийского океана свободнее доходили до южных склонов Куэнь-Луня, нежели теперь. Мощное новейшее поднятие Гималаев привело практически к полной изоляции Куэнь-Луня от Индийского океана.

О том, что рост Гималаев и Куэнь-Луня в позднеледниковое и голоценовое время создал своеобразные климатические барьеры, способствовавшие аридизации Центральной Азии, сообщает В. М. Синицын (1959) и другие авторы. Согласно Синицыну, величина вертикального подъема этих горных систем за послеледниковое время составила 1300—1500 м. Знаток Гималаев А. Гансер (1967) считает, что поднятие этих гор происходило буквально на глазах первобытного человека, причем для миграций людей горы не представляли тогда столь непреодолимой преграды, как сейчас.

На Северо-Востоке СССР приморские низменные равнины окаймлены с юга цепью гор. Д. М. Колосов (1947) показал, что в начале ледниковой эпохи, когда эти низменности были в большей степени доступны тихоокеанскому влиянию, в их пределах оледенение развивалось в более благоприятных условиях.

Именно к этому времени относится образование основной толщи ископаемого льда. Ледниковый покров на этом этапе был максимальным, но по мере роста горных поднятий наметилось расхождение в общей направленности развития ледниковых ландшафтов.

Аналогичная картина отмечена на Аляске (Smith, 1939).

Роль поднимающихся хребтов как климатических барьеров, перехватывающих влагу, отчетливо видна при сравнении двух регионов — Малой Азии и Балканского полуострова. В первом случае при движении от морского побережья в глубь материка подъем позднеплейстоценовой снеговой линии равен 1000 м на 1100 км, во втором — 100 м на 250 км. Столь заметная разница объясняется тем, что малоазиатский профиль проходил преимущественно вдоль хребтов, а балканский — поперек горных цепей.

Таково влияние тектонических барьеров, возникающих на суше и препятствующих распространению воздушных масс. Не менее значительное воздействие на развитие оледенения могли оказывать также и барьеры, поднимавшиеся со дна моря. Так, некоторые авторы отводят решающую роль в развитии материковых оледенений северного полушария поднятию порога Томпсона, протянувшегося между Гренландией и Фарерскими островами.

Еще полвека назад Ф. Нансен (Nansen, 1922) и В. Ю. Визе (1924) отметили климатический эффект тектонических движений в этом районе. Указанная проблема обсуждается вплоть до наших дней, ей посвящено много публикаций. В 30-х годах Форрест поместил на месте порога Томпсона гипотетическую горную систему — «Атлантические Альпы», — откуда ледники надвигались на северо-западную Европу.

Вследствие затрудненного водообмена между Северным Ледовитым океаном и Атлантикой сильно сократилось поступление теплых атлантических вод в северный полярный бассейн, что вызвало понижение температуры и усиление континентальности климата. Развитие многолетних морских льдов обусловило глубокие климатические изменения на обширных территориях. В работах Л. Б. Рухина (1958) и В. Вундта (Wundt, 1944) предлагается следующая палеоклиматическая реконструкция.

Северный полярный бассейн покрылся льдами, началось сильное выхолаживание. Сформировался устойчивый барический максимум. Массы холодного воздуха, взаимодействуя с теплыми и влажными воздушными массами Атлантики (Гольфстрим!),³ обусловили конденсацию и обильные осадки в северных частях

³ Считают, что поворот Гольфстрима к берегам Европы связан с тектонической причиной — с поднятием Панамского перешейка в начале плейстоцена. До этого массы теплой воды из Карибского моря проходили в брешь между Северной и Южной Америкой и включались в Тихоокеанское экваториальное течение (Рухин, 1962).

Европы и Северной Америки, где начали развиваться покровы материкового льда. Возникавшие ледники располагались не у полюса, а на определенном расстоянии от него; они наращивались с периферии, а не от центра.

Аналогичным образом решается, по мнению Л. Б. Рухина (1962), проблема верхнепалеозойского (гондванского) оледенения в южном полушарии, морены которого обнаружены в Южной Америке, Южной Африке, Австралии и Индии. Вокруг южного полюса располагался изолированный от Мирового океана морской бассейн; такой бассейн показан на палеогеографических картах Л. Фюрона (Furon, 1941) и Дж. Умброва (Umbrova, 1947). Он обособился в результате поднятия участков земной коры. Гондвана была высоким материком — ее хребты поднимались до 3000—5000 м (Брукс, 1952). Околополюсное гондванское море было выключено из системы мировой океанической циркуляции, быстро остыло, замерзло и превратилось в сильный «холодильник». Дальнейший ход событий тот же, что и в североатлантическом регионе.

Нужно отметить, что, по мнению Вундта, североатлантический порог необязательно должен был превращаться в межконтинентальный мост — приток теплых вод в Арктический бассейн мог существенно уменьшиться и вследствие заметного сокращения глубин. Вундт ссылается при этом на пример Берингова пролива. Известно, что проникновение тихоокеанских вод через этот узкий и мелководный пролив не оказывает на термический режим Ледовитого океана сколько-нибудь заметного влияния.

Такой же точки зрения придерживается и М. И. Будыко (1971). Поскольку в палеогене Полярный бассейн соединялся с океанами низких широт гораздо более широкими проливами, то приток тепла в приполюсное пространство благодаря деятельности морских течений, по-видимому, превышал в 1.5—2 раза те величины, которые наблюдаются в современных условиях. Изоляция Арктического бассейна в плейстоцене явилась причиной того, что те возможные колебания излучения солнечной постоянной, которые раньше не приводили к существенным климатическим сдвигам, стали теперь причиной смены ледниковых и межледниковых эпох.

По сути дела упомянутые авторы рассматривают тектоническую изоляцию полярного бассейна как «спусковой механизм», приводящий к глубоким климатическим изменениям.

Г. Н. Назаровым (1971) высказано мнение, что при достижении максимума оледенения возник дополнительный стимул для поднятия Фареро-Исландского порога в результате компенсационных движений у внешней границы ледниковых покровов. Все это сочеталось также с гидрократической регрессией, связанной с консервацией больших масс воды в ледниковых щитах.

Недавно С. В. Томирдиаро (1970) количественно оценил некоторые возможные последствия изоляции Арктического бассейна

от Атлантики. По его мнению, в случае прекращения притока атлантических вод (а ежегодно в Северный Ледовитый океан их поступает около 200 тыс. км³) средняя многолетняя температура воздуха в Арктическом бассейне упала бы на 20° ниже современной (т. е. опустилась бы почти до -40°). В итоге произошло бы быстрое остывание морских льдов и атмосферы над ними и наращивание ледяного покрова на море. Мощностъ державшегося на плаву ледяного щита, спаявшего бы берега Евразии и Северной Америки, могла достигнуть 400—500 м.

В пользу точки зрения об изоляции Арктического бассейна в плейстоцене приводятся данные, полученные при исследовании вещественного состава донных грунтов и фауны фораминифер. Считается, что в течение последних 40—50 тыс. лет поступление атлантических вод в Северный Ледовитый океан дважды сильно сокращалось или прекращалось совсем. В качестве возможной причины ссылаются на поднятие дна моря между Шпицбергеном и Гренландией (Сакс и др., 1955).

Интересно, что авторы, видящие главную причину развития оледенения в Арктическом регионе в тектонических движениях, привлекают для обоснования своих взглядов даже материалы о мифической Атлантиде. Так, Е. Ф. Хагемейстер (1955) полагает, что не случайно открывшее путь теплым водам в Арктику погружение Атлантиды (ее она помещает к северо-западу от Африки) относится, согласно Платону, приблизительно к 9560 г. до н. э. — оно совпадает со временем начала окончательной деградации европейского ледникового щита (10—12 тыс. лет назад). К этой идее сочувственно относился и академик В. А. Обручев, написавший послесловие к статье Е. Ф. Хагемейстера.

Следует отметить, что тектоническая гипотеза разрастания ледников в североатлантическом регионе обосновывается также и с совершенно противоположных позиций, когда в качестве причины оледенения фигурирует не поднятие, а опускание порога Томпсона! Такая идея развита Д. Г. Пановым (1948а).

Его воззрения таковы. В плиоцене порог Томпсона представлял собой плоскую равнинную сушу, расположенную на 100 м выше уровня моря. В начале плейстоцена произошло его тектоническое погружение и установился водообмен между Атлантикой и Полярным бассейном, что вызвало существенное изменение климата в Арктике. Теплые воды проникли на север, в том же направлении сместился Исландский минимум. В приатлантической части Арктики установился морской холодный и влажный климат, туда сместились пути циклонов, создались условия, благоприятные для развития ледников. Все это происходило на общем фоне снижения температуры. По мере продвижения на восток площадь и мощностъ материковых льдов уменьшалась, наземное оледенение сменялось подземным (зону вечной мерзлоты Д. Г. Панов называет «оледенением коры выветривания»), что

не совсем верно, ибо зона отрицательных температур охватывает также и коренные доплейстоценовые породы).

Для объяснения множественности оледенений Д. Г. Панову приходится привлекать неоднократные тектонические подвижки разного знака в районе порога Томпсона.

Деградацию оледенения он связывает с осушением порога, предполагая такой ход событий. В период максимального развития материковых льдов под их тяжестью погружаются баренцево-морский и карский шельфы. Подкоровые массы подтекают в район порога Томпсона и вытесняют его вверх. Расширение суши стимулируется также эвстатическим опусканием уровня моря. Доступ атлантических вод в Полярный бассейн прекращается, там развивается антициклональный режим и создается континентальный климат, губительный для оледенения.

С другой стороны, Д. Г. Панов считает, что в период общепланетарного повышения температуры увеличенный приток теплых атлантических вод будет способствовать разрушению шельфовых ледников. В этом случае погружение в области порога Томпсона будет невыгодным для оледенения. Таким образом, влияние тектоники может быть совершенно различным в зависимости от общей климатической тенденции.

Резюмируя изложенный материал, отметим, что, действительно, тектонические движения в области порога Томпсона, если они имели место, могли оказать существенное влияние на развитие оледенения. Слабость гипотезы состоит в том, что ею можно объяснить развитие оледенения лишь в североатлантическом регионе (если только не распространять влияние арктического «холодильника» на всю планету). Вопрос решается, следовательно, для обширного, но ограниченного участка суши, расположенного в сфере действия атлантической циркуляции. Между тем плейстоценовые похолодания представляли собой явление повсеместное, планетарное. События в Северной Атлантике должны, таким образом, рассматриваться и на глобальном фоне.

Далее, приходится исходить из неоднократного поднятия и опускания порога Томпсона (что и делают Рухин и Панов), поскольку только так можно объяснить чередование ледниковой и межледниковой. Однако такой характер движений вызывает сомнения (Behrmann, 1948; Эмилиани, 1966).

Тектоническая деятельность и множественность оледенений

Когда-то альпийская схема четырехкратного оледенения считалась чуть ли не обязательным эталоном. Несоответствие с этой схемой, наблюдаемое в реальной обстановке, часто пытались преодолеть путем использования фактов, или весьма сомнительных, или допускающих различное толкование.

Вот пример. Н. В. Думитрашко и соавторы (1961) так обосновывают существование ниже- и среднечетвертичного оледенения в Закавказье: «В Армении и Азербайджане имеются мощные конусы выноса, расположенные при выходе горных рек... к Прикаспийской и Куринской низменностям. Эти конусы выноса сложены хорошо сортированным галечным флювиогляциальным материалом большой мощности, причем в них врезана серия средних и низких террас, возраст которых на основании ряда геоморфологических и геологических данных устанавливается как средне- и нижнечетвертичный. Поэтому, признавая, что в Армении и Азербайджане в высокогорной и среднегорной зонах действительно отсутствуют (как и на Большом Кавказе) морфологические следы оледенения, более древнего, чем верхнечетвертичное, мы неизбежно должны признать существование в прошлом в этих районах средне- и нижнечетвертичного оледенений, флювиогляциальные конусы которых отложились в предгорной зоне» (Думитрашко и др., 1961, с. 127, разрядка моя, — Л. В.). Эта пространная цитата приводится нами не для критики выводов, а для показа такого подхода к решению вопросов палеогляциологии, когда существование оледенений в большой степени «запрограммировано» заранее. Заметим лишь, что диагностика флювиогляциальных отложений неизмеримо сложнее, чем диагностика морен.

Между тем, если подходить к вопросу о множественности оледенений с позиций признания интенсивных восходящих движений в плиоцене и плейстоцене, темп которых существенно различается во времени и пространстве, то на земном шаре найдутся районы, пережившие в кайнозое одно, два, три, четыре, пять и больше оледенений. Притом нет необходимости искать подобные районы на большом удалении друг от друга, на разных широтах и континентах. Б. А. Федорович (1968) показал, что в пределах одной и той же горной системы, где существуют хребты разной высоты, должны быть участки, пережившие разное количество оледенений (рис. 3). Эта точка зрения разделяется и Э. М. Мурзаевым (1964). Знаток Памира и Тянь-Шаня О. К. Чедия (1971) пишет, что условия для развития горного оледенения в различных горных системах возникали в разное время.

Действительно, гипсометрическая пестрота горных стран и различия в скорости их положительных движений не могут не вызывать пестроты в плейстоценовой истории оледенения. Различия могут быть весьма существенными. В связи с этим нам не кажется противоестественным тот разноразмерный в числе оледенений, который наблюдается часто даже в пределах смежных горных территорий. В разных районах Южного и Восточного Тянь-Шаня, Алтая и в горах Синьцзяна разные авторы насчитывают от двух до пяти

оледенений (Мурзаев, 1964). Строго говоря, это возможно, даже если оставить в стороне вопрос о субъективности выводов, о тектоническом наложении морен и разной степени сохранности ледникового рельефа. Теоретически и те и другие авторы могут быть правы.

Постепенное похолодание климата началось задолго до начала плейстоцена — с олигоцена (25—35 млн лет назад). Горные массивы, достигшие больших абсолютных высот в плиоцене, уже тогда подвергались оледенению, которое пульсировало в зависимости от колебаний климата. Плиоценовые «волны холода» хо-

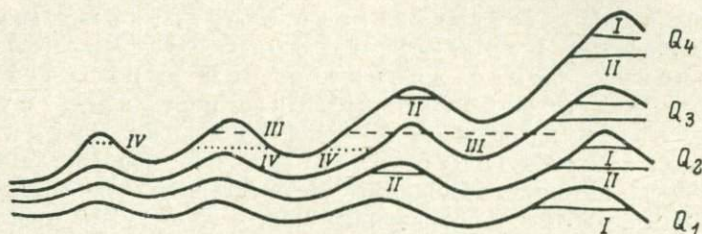


Рис. 3. Принципиальная схема зависимости числа оледенений от этапов поднятия горной страны (по Б. А. Федоровичу, 1968).

рошо реконструируются палеонтологическими методами в Западной Европе (юго-восточная Англия, Нидерланды), в Польше и на юго-востоке европейской территории СССР (Марков, Величко и др., 1968).

Еще в 30-х годах П. Бек (Beck, 1934) высказал мнение, что ранние ледниковые эпохи в Альпах, не имеющие аналогов на равнинах, — результат влияния не планетарной, а местной причины — тектонического поднятия — и что доминдельские оледенения Альп следует отнести к плиоцену. Палеонтологические данные также скорее свидетельствуют в пользу плиоценового возраста ледниковых доминдельских отложений (верхний виллафранк). Впрочем, стратиграфическая граница плейстоцена не является общепризнанной, и некоторые исследователи Альп включают верхний виллафранк в плейстоцен (Марков, Величко, 1967).

Есть предположение, что в плиоцене началось оледенение Исландии (Марков и др., 1965); в плиоцене или даже в миоцене возник гренландский ледниковый покров (Марков, Величко и др., 1968).

Б. А. Федорович (1968) считает, что в высочайшем горном узле Тянь-Шаня — в районе Хан-Тенгри и пика Победы — имеются морены двух плиоценовых оледенений. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа сообщает Е. Е. Милановский (1960) и Н. В. Думитрашко с соавторами (1962). Д. В. Наливкин (1956) пишет о возмож-

ности миоценового и плиоценового оледенения во всем альпийском горном поясе.

На Камчатке оледенение возникло в среднем плейстоцене — до этого высота гор не благоприятствовала зарождению ледников (Брайцева, 1966).

Двухкратным (или трехкратным) было оледенение в Центральном французском массиве (Klebensberg, 1948—1949). Двухкратное оледенение отмечается в наиболее поднятой части Пиренеев (Lautensach, 1929), а также в румынской части Карпат к северу от долины р. Праховы (Sircu, 1964).

Что касается примеров однократного оледенения, то они отнюдь не единичны. Следы такого оледенения наблюдаются в массиве Сьерра-да-Эштрела в Португалии. Примечательно, что еще в ту пору, когда альпийская схема считалась незыблемой и универсальной, Г. Лаутензах писал об этих горах: «Очень вероятно и, видимо, так оно и есть, что самые высокие горы Португалии были в то же время единственными, которые были увенчаны только одним оледенением в ледниковую эпоху (Lautensach, 1929, с. 363). Эту фразу Г. Лаутензах выделил разрядкой, подчеркивая необычность, исключительность однократного оледенения. В этом отношении он считал горы Португалии единственными в своем роде. К настоящему времени подобные примеры умножились.

Следы только одного оледенения установлены в Болгарии. Ф. Махачек (Machatschek, 1944) объяснял это тем, что в доюрмское время горы еще не достигли высот, достаточных для возникновения ледников.

Однократное оледенение отмечено в горах северо-западной Армении (Лалвар, Ашоцкие и Мокрые горы). Г. К. Габриелян (1950) считает, что в эпоху предпоследнего оледенения вершины гор не доходили до снеговой линии.

Только одно оледенение (Jenks, 1956) констатировано в перуанских Андах. На Новой Гвинее горы поднялись до уровня хиносферы только в позднем плейстоцене (Verstappen, 1960; Cotton, 1961), а некоторые вулканические конусы на Камчатке, в Мексике и Малой Азии — только в голоцене⁴ (Виноградов, 1965; Vobek, 1937; Jaeger, 1937; Klaer, 1965). Пример этих вулканических конусов особенно интересен: он свидетельствует о том,

⁴ Вообще вулканическим конусам принадлежит рекорд скорости изменения абсолютной высоты. Конус сопки Безымянной на Камчатке после взрыва во время извержения 1956 г. сгнал ниже почти на 200 м. Каменный обелиск из кратера Мон-Пеле (Мартиника) в 1902—1903 гг. вырос на 400 м. После катастрофического извержения вулкана Санторин его высота уменьшилась более чем на километр. Даже в спокойные периоды изменение высоты вулканических конусов происходит со скоростями, на несколько порядков превосходящими скорость фоновых движений. Так, высота Этны в 1865—1897 гг. уменьшилась на 39 м (Klebensberg, 1948—1949).

что тектоника может «пересиливать» неблагоприятную климатическую тенденцию (подробнее см. параграф «Голоценовые максимумы оледенения...»).

Тектоника и метасинхронность развития ледников (в пределах одного оледенения)

Влияние вертикальных движений на метасинхронность развития оледенения в пределах одной ледниковой эпохи может быть проиллюстрировано рис. 4. На вертикальной оси откладываются абсолютные высоты, на горизонтальной — время. Штриховая линия показывает изменение высотного положения снеговой линии во времени. Точка *A* означает конец межледниковья —

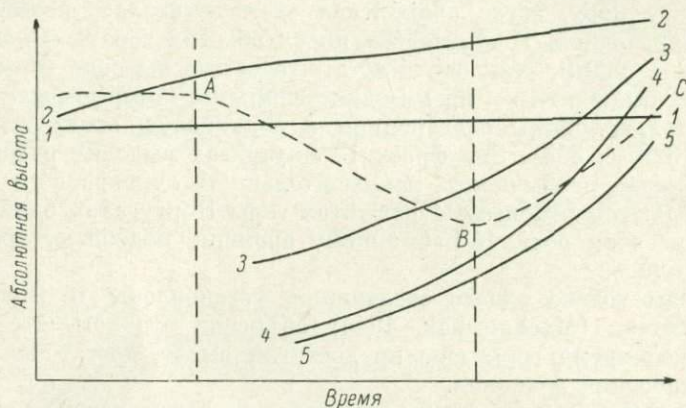


Рис. 4. Влияние вертикальных движений на метасинхронность развития оледенения.

Объяснения в тексте.

начало климатического сдвига в сторону, благоприятную для развития ледников, точка *B* — положение снеговой линии при максимально благоприятном для ледников климате и, наконец, *C* — ее современное положение. Цифрами обозначены «гребневые линии», показывающие различные варианты изменения во времени абсолютной высоты водораздела. В частности, горизонтальная линия *1—1* относится к случаю, когда денудация водораздела и тектонический подъем полностью компенсируют друг друга; остальные относятся к поднимающимся горам — явлению, очень типичному для плейстоцена и голоцена. Появление ледников происходит в момент пересечения гребневой линии с линией нулевого баланса твердых осадков. Чем ниже идет гребневая линия, тем более вправо смещается эта точка пересечения. По мере опускания линии нулевого баланса ледники последова-

тельно зарождаются на все более и более низких гребнях. С другой стороны, возможно появление ледников, предваряющее начало похолодания, — поднимающаяся гребневая линия 2—2 пересекает горизонтальный отрезок снеговой линии. Таким образом, по отношению к климатическому рубежу ледниковой эпохи и межледниковой сдвиг может быть и вправо, и влево. Очевидно, что в горах несовпадение появления ледников с климатическим началом оледенения является не исключением, а правилом.

Размеры оледенения определяются положительной разностью оледенения (расстояние по вертикали между гребневой и снеговой линиями). От этой величины зависит положение нижней границы ледниковых языков и стадияльных морен. От амплитуды колебаний положительной разности оледенения на нисходящем этапе его развития зависит взаимное расположение стадияльных конечных морен, которые могут образовывать сближенные или растянутые ряды.

Возможен вариант, когда гребневая линия идет параллельно снеговой (3—3). В таком случае после начала ухудшения климата оледенение сохраняет свои размеры. Неблагоприятные климатические изменения целиком компенсируются тектоническим подъемом, в ходе которого приrost положительной разности оледенения сводит на нет скольжение снеговой линии вверх.

Возможен и такой случай, когда гребневая линия пройдет ниже и правее наиболее низкого положения снеговой линии и только после этого с ней пересечется (4—4). Этим показывается возможность зарождения ледников в условиях быстрого тектонического подъема на общем фоне деградации оледенения в стабильных или медленно поднимающихся хребтах. Следовательно, в некоторых случаях можно говорить о голоценовом возрасте последнего оледенения. Ниже будут приведены факты, свидетельствующие о том, что подобные соотношения в природе действительно наблюдаются.

Таким образом, в зависимости от распределения во времени интенсивности тектонических движений и их амплитуды, начиная с конца межледниковья, можно отметить следующие особенности развития последнего оледенения в горных районах.

1. Появление ледников или начало их прогрессирующего развития метакронно.
2. Продолжительность оледенения может быть существенно различной.
3. Максимальная стадия развития оледенения может быть метакронной.
4. Сдвиг максимальной стадии происходит только вправо, т. е. возможно только запаздывание ее по отношению к климатической изменчивости.

При анализе динамики оледенения того или иного конкретного района необходимо учитывать.

1. Явления метакронности, связанные с влиянием чисто климатических факторов, — пространственная асинхронность максимумов выпадения осадков, связанная с изменчивостью циркуляционных факторов и т. п.

2. Явления саморазвития ледников, связанные с влиянием рельефа (подпруживание, быстрое разрастание после «захвата» плоских денудационных поверхностей и т. п.), которые на определенном этапе могут затушевывать климатические и тектонические влияния.

3. Деятельность тектонических факторов за пределами рассматриваемого района. Если имел место перехват влажных воздушных масс поднимающимися хребтами, то деградация ледников в изолированных хребтах будет — при прочих равных условиях — более быстрой, чем в окраинных. Определенное воздействие может оказать изменение конфигурации суши (меняется удаленность ледникового района от моря, возможно изменение направления морских течений, что также будет иметь определенный климатический эффект, и т. д.).

Все перечисленные явления усиливают или ослабляют друг друга и создают в конечном итоге различия в гляциальной истории разных районов.

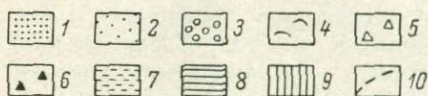
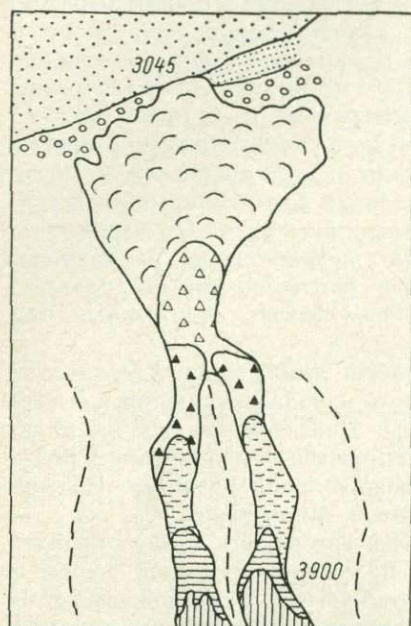


Рис. 5. Морены, перекрывающие террасы р. Нарвы.

1 — современная пойма р. Нарвы; 2, 3 — первая и вторая надпойменные террасы соответственно; 4—8 — разновозрастные морены; 9 — современные ледники; 10 — водоразделы.

Приведем пример, показывающий метакронность максимальной стадии развития последнего (позднеплейстоценового) оледенения во Внутреннем Тянь-Шане. На левобережье р. Нарвы, в районе метеостанции Каракольская, морены максимальной стадии спускаются с крутого склона северной экспозиции до уровня второй речной аллювиальной террасы, а в некоторых местах (р. Огисай) они перекрывают также и первую террасу и спускаются к пойме (рис. 5). Обе террасы хорошо прослеживаются вверх по течению, причем в 60 км восточнее, в долине Карасая, они имеют цокольное строение, так как выработаны в позднеплейстоценовой морене. Очевидно,

что гребень гор на левобережье Нарына испытал в позднеледниковое время и в голоцене энергичное поднятие, сместившее максимальную стадию развития ледников. Об этом свидетельствует также и тот факт, что участок гребня ниже 4100 м, но превышающий уровень древней снеговой линии (3800—3900 м в условиях северной экспозиции) не имеет явных следов оледенения. Видимо, здесь мы сталкиваемся с тем случаем, который иллюстрируется кривой 5—5 (рис. 4).⁵

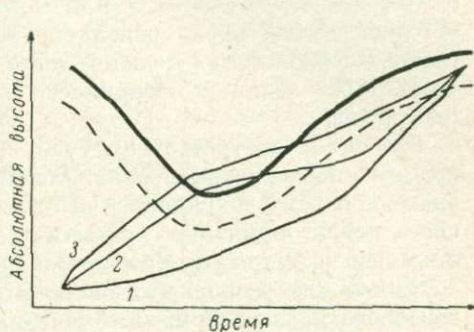
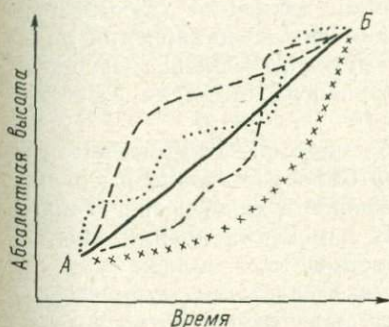


Рис. 6. Различные варианты распределения тектонических движений во времени.

Рис. 7. Зависимость эволюции ледников от распределения тектонических движений во времени.

Большое влияние на эволюцию оледенения оказывает распределение движений во времени. В процессе тектонического подъема изменение высоты точки (переход от А к В) может происходить разными путями (рис. 6). Изображенная на рисунке ситуация универсальна, масштаб времени может быть любым, но, конечно, при рассмотрении более продолжительных отрезков времени гляциологические последствия будут более значительными.

Рассмотрим три различных случая. Для простоты — чтобы устранить влияние метелевой и лавинной концентрации снега и затененности в карах на положение снеговой линии — взята нерасчлененная пологая поверхность. Подобные, несколько деформированные участки поднятого пенеплена — реальность многих горных систем. Гипсометрическое начальное и конечное состояния пенепленизированного участка, а также динамика снеговой границы идентичны во всех трех случаях. Сплошной чертой на гра-

⁵ Нужно, однако, учитывать также и возможность «течения» огисайского каменного глетчера, нижний конец которого первоначально мог находиться на более высокой отметке. О движениях каменных глетчеров сообщает Н. Н. Пальгов (1957), который пишет о вероятности их перемещения на сотни метров.

фике обозначена линия нулевого баланса твердых осадков на «каменной поверхности», штриховой — линия нулевого баланса твердых осадков на леднике (рис. 7).

В первом случае (1) тектоническое поднятие сначала идет слишком медленно. При максимально благоприятных климатических условиях не произошло касания каменной поверхности вторым уровнем хионосферы (необходимое условие для зарождения ледников). Участок пенеппена не имеет абсолютно никаких признаков гляциальной деятельности.

Во втором случае (2) при встречном движении хионосферы и блока земной коры создались условия для возникновения ледника. Впоследствии уровень линии нулевого баланса твердых осадков на ледяной поверхности «оторвался» от ледника, который исчез.

Наконец, в третьем случае (3) скорость тектонического подъема после возникновения ледника была достаточно высокой, благодаря чему сохранялось его нахождение в хионосфере. В процессе неблагоприятных климатических изменений ледник уменьшил свои размеры, но продолжал существовать.

Самое интересное, что заключительное сочетание геоморфологического и климатического факторов тождественно во всех трех примерах! Но в первом случае территория совершенно не имеет следов пребывания ледника, во втором — гляциальные формы имеются при отсутствии современного оледенения, а в третьем — существует современный ледник плоской вершины. Правда, этот ледник — реликт, не соответствующий современным климатическим условиям. Ледник не восстановится, если его убрать, так как в этом случае верхний уровень хионосферы («уровень 365») не будет касаться каменной поверхности. В качестве примера могут быть названы ледники плоских вершин Лангйокуль и Хофсйокуль в Исландии, скалистые основания которых едва достигают климатической снеговой линии (Keindl, 1932).

Коренные различия в истории трех участков обусловлены единственной причиной — разницей в распределении тектонических движений (имеющих, кстати, одинаковую амплитуду и продолжительность) во времени. Сделанные допущения несколько идеализированы, но вполне вероятны. В реальных горных условиях также часто приходится наблюдать близкие по высоте участки водоразделов, находящиеся в разном состоянии, но там влияние распределения предшествовавших движений во времени складывается с целым комплексом влияний со стороны рельефа и местных климатических особенностей.

Свой вклад в метахронность развития оледенения вносят также тектонические движения отрицательного знака, когда происходит опускание участка расчлененного горного рельефа. Такое явление возможно не только в чисто теоретическом плане.

Так, противоположные по знаку движения установлены в пределах Курильской островной дуги, — по-видимому, малые Курильские острова в настоящее время стабильны или опускаются. На это указывают многие особенности современного рельефообразования в береговой зоне (абразия покрытых растительным покровом низких террас, вторжение моря в приустьевые участки долин и т. п.). Кроме того, в пределах Курильской островной дуги встречается много подводных плосковершинных вулканических конусов. Чаще всего они погружены до глубины 100—150 м. Возникновение таких плоских вершин связывают с абразией в ледниковую эпоху, когда уровень океана лежал ниже современного приблизительно на 100 м. Позднее — в результате эвстатического повышения уровня — они оказались затопленными. Но имеются и такие подводные горы со срезанными вершинами, которые находятся на гораздо более значительных глубинах — до 950 м. В этом случае не остается ничего иного, как допустить тектоническое опускание, величина которого достигает 800—850 м (Канаев, 1961).

Совершенно ясно, что разновозрастность курильских вулканических конусов в сочетании с разной интенсивностью и направленностью тектонических движений должна была создать весьма пеструю картину динамики оледенения. Ледниковые шапки на островах возникали в разное время, вероятно вплоть до голоцена, как это наблюдается на Камчатке. Для гор, которые сейчас характеризуются близкими абсолютными высотами, различным могло быть число оледенений и стадий в пределах одного оледенения, общая продолжительность существования ледников и т. п. Многие молодые конусы могли возникнуть только в голоцене, а высоты их могли оказаться недостаточными для зарождения оледенения. В связи с этим представляется ошибочным утверждение В. Ф. Канаева (1961), что все Курильские острова были охвачены оледенением и что отсутствие форм ледникового рельефа на Южных Курильских островах связано с интенсивной эрозией, переработавшей или сильно изменившей следы деятельности ледников.

Есть материалы и об опускании Гавайских островов в плейстоцене.

Имеются сведения о тектоническом опускании отдельных приводораздельных участков в такой глубоко расчлененной горной стране, как Памиро-Алай. Там тенденцию к опусканию на фоне общего поднятия имеют блоки, ограниченные Ярхыцким и Ягманским разломами (Ранцман, 1961).

Тенденцию к опусканию имеют также горы на северо-востоке о. Хонсю (Китаками и др.), что установлено на основании повторных нивелировок; скорость опускания составляет там 10 см/35 лет (Ефремов, 1956).

О возможной метахронности горного оледенения в Восточной Азии (в масштабах плейстоцена)

Рассмотренные до сих пор вопросы метахронности развития горного оледенения в связи с тектоническими движениями ограничивались рамками последнего оледенения. Между тем, эту проблему можно поставить шире, анализируя весь плейстоцен. Приведем любопытные, но допускающие разное толкование данные для Восточной Азии.

В умеренных и субтропических широтах восточной окраины Азиатского материка можно выделить три меридионально ориентированные зоны, в пределах которых наблюдаются существенные различия в особенностях распространения следов древнего оледенения:

- 1) горы о. Тайвань, Японии, Кореи и советского Приморья;
- 2) прибрежная часть Китайской платформы;
- 3) внутриматериковая часть Китайской платформы.

В горах Тайваня следы древних ледников фиксируются с высоты около 3000 м; граница древней снеговой линии проходит на отметках 3400—3500 м (Schwind, 1936).

В Японских Альпах на о. Хонсю древнеледниковые формы рельефа сопоставляются с позднеюрмскими Европы. Отмечая произвольность такой корреляции, мы в то же время не имеем причин сомневаться в позднеплейстоценовом возрасте отчетливо выраженных каров в горах Хонсю, днища которых лежат на уровне 2500 м. На о. Хонсю отмечены следы только одного оледенения, а на более северном о. Хоккайдо, в хребте Хидаки, — двух. Они сопоставляются с вюрмом и риссом. Высота древней снеговой линии проходит на отметках 1450—1600 м (Геологическое развитие... , 1968).

На материке — в южной части Сихотэ-Алиня — древняя снеговая линия фиксируется на высоте 1200—1300 м (Соловьев, 1961). В средней части этого же хребта, у 49° с. ш., она располагается на уровне 1400—1600 м (Чемяков, 1961). Оледенение было двухкратным, последнее оледенение Ю. Ф. Чемяков относит ко второй половине позднечетвертичного времени.

В северо-восточной Корее, в хребте Сетурей, отмечены цирки, расположенные на высоте около 2000 м (Флинт, 1963). В хребтах Канбо и Хакуто древняя снеговая линия проходит на отметке 2100 м (Schwind, 1942). По возрасту древние каровые ледники Кореи, по-видимому, могут быть сопоставлены с японскими.

В пределах второй зоны отложения, рассматриваемые как моренные, и формы рельефа, связанные с ледниковой денудацией, обнаружены китайскими исследователями во многих невысоких массивах, которые в некоторых случаях не поднимаются и до 1 км над уровнем моря. Первая работа по этому вопросу вышла более полувека назад (Lee, 1922). Следы древнего оледенения в Восточ-

ном Китае изучались также и Г. Виссманом (Wissmann, 1937), а позднее — советскими географами. Так, в работе В. В. Никольской и В. П. Чичагова (1962) описаны следы оледенения в горах Ляодунского полуострова, где высшая точка поднимается только до 1032 м. По мнению Д. Н. Наливкина (1960), — убежденного сторонника древнего оледенения в материковой части Восточной Азии — штрихи на отшлифованных коренных породах даже на высотах 200—300 м (район севернее Пекина) связаны с деятельностью льда. На русском языке обзор данных о древнем оледенении Восточного Китая опубликован Н. М. Казаковой (1955). Табл. 3 составлена по материалам этой работы.

ТАБЛИЦА 3

Сведения о следах древнего оледенения
в Восточном Китае (по Казаковой, 1955)

Горный массив	Координаты района	Максимальная абсолютная высота, м	Гляциальные формы и отложения
Лушань	29°30' с. ш., 116° в. д.	1480	Цирки, трог, висячие долины, ледниковая штриховка, моренные отложения
Цзюхуашань	30°32' с. ш., 117° 40' в. д.	900	Цирк, трог, валуны
Тяньмушань	30° с. ш., 119° в. д.	1500	Кары, трог, ледниковая штриховка, моренные отложения
Баймагунь	40° с. ш., 116° в. д.	1000	Цирки, трог, висячие долины, ригели
Фаньшань	27° с. ш., 120° в. д.	600—700	Троги, цирки, кары, морена, штриховка на валунах

Одна из последних обобщающих работ по древнему оледенению Восточного Китая принадлежит перу польского исследователя С. Козарского (Kozarski, 1963), который также проводил полевые работы в Китае, в частности в Лушане. С. Козарский считает очень сомнительной возможность древнего оледенения невысоких массивов к востоку от большой излучины Хуанхэ, но согласен (с некоторыми поправками) с мнением о древнем оледенении в области нижнего течения Янцзы. Он подтверждает наличие следов гляциальной деятельности в горах Лушань, Тяньмушань (табл. 3) и других (рис. 8).

Итак, высота расположения древней снеговой линии в Восточном Китае составляет лишь несколько сотен метров. Мореноподобная толща распространяется в ряде случаев до подножия горных массивов. Эти отложения перекрыты лёссом, красной глиной или латеритоподобным материалом, а бывшие области пита-

ния ледников сильно преобразованы процессами выветривания и водной эрозией. Очевидно, что в данном случае можно говорить о следах оледенения явно более древнего, чем позднеплейстоценовое. Китайские исследователи так именно и поступают, датируя следы оледенения в указанных районах временем не позднее риса, хотя, конечно, сопоставление с европейской схемой вряд ли правильно. С другой стороны, Ма Тин-инном высказано мнение,

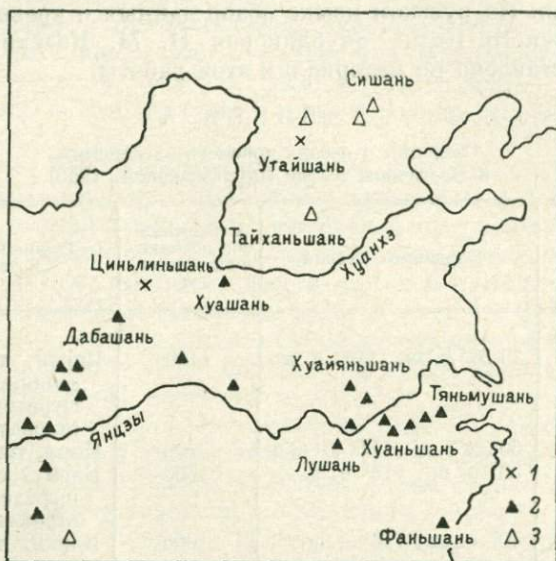


Рис. 8. Следы древнего оледенения в Восточном Китае (Kozarski, 1963).

1 — следы оледенения, условно сопоставимого с вюрмом;
2 — следы более старого оледенения; 3 — сомнительные следы более старого оледенения,

что древние оледенения невысоких массивов Восточного Китая могут иметь возраст более древний, чем плейстоценовый (Казакова, 1955). Мовиус (Movius, 1944) предполагает раннеплейстоценовый возраст оледенения. Такая датировка не лишена основания, если учесть, что есть мнение о нижнеплейстоценовом возрасте красных глин, перекрывающих отложения, относимые к ледниковым (Shikama, цит. по: Петров, 1948).

Заметим, что не все авторы разделяют мнение о развитии древних ледников в Восточном Китае. В. Г. Лебедев (1968) склонен считать, что оледенению подвергались только хребты, поднимавшиеся до 3000—4000 м. «Моренные» толщи он относит к селевым отложениям. Г. Шмитхенер (Schmitthenner, 1927)

объяснял накопление мореноподобных отложений в Восточном Китае действием временных потоков при чередовании холодной сухой зимы и теплого влажного лета (в этих условиях создается интересное сочетание деятельности морозного выветривания в холодные сезоны с химическим выветриванием в теплое время года). Он писал о «флювиальной абразии», которую может производить обломочный материал, перемещаемый временными потоками (шлифовка и царапание коренных выступов и т. п.). Ф. Махачек (Machatschek, 1944) отмечал необходимость дальнейших исследований для окончательного решения вопроса о том, не являются ли валунные суглинки бассейна Янцзы псевдогляциальными образованиями.

Конечно, эти сомнения в значительной степени вызваны «слишком низким» положением отложений и форм рельефа, которым приписывается гляциальный генезис, а также их существенной позднейшей переработкой.

Нужно помнить, однако, и о могуществе тектонического фактора. Прибрежную и внутриконтинентальную части Китайской платформы разделяет Хинганская линия — осложненная разломами флексура, выраженная в рельефе. Приуроченные к ней многочисленные эпицентры землетрясений свидетельствуют о том, что процесс формирования структуры продолжается и в наши дни (Мещеряков, 1965). Западнее Хинганской линии, в хребте Циньлин, днища цирков (вероятно, позднелейстоценовых, поскольку они выражены весьма четко) сразу «подскакивают» до высоты 4200 м (Флинт, 1963).

Итак, напрашивается вывод, что в плейстоцене горные оледенения в Восточной Азии развивались, по всей вероятности, метакронно. Решающую роль в этом сыграл тектонический фактор: с одной стороны, — подъем обрамляющих прибрежную часть Китайской платформы гор, с другой — погружение восточной окраины Азиатского материка. Красочно описывает этот процесс Б. А. Петрушевский (1964). Тихий океан наступает на Азию. Под его уровень обрушиваются и глубоко прогибаются крупные окраинные участки континента, при этом происходит частичная океанизация материковой коры. Все моря, омывающие Азию с востока, молодые. Японское море, например, возникло в неогене.

О молодости дальневосточных морей — от Берингова на севере до Восточно-Китайского на юге — свидетельствуют также биогеографические данные, обобщенные Г. У. Линдбергом (1955). Он приводит богатый материал о разорванных ареалах пресноводных рыб на восточной окраине Азии. Соседние реки объединялись, следовательно, в более крупные бассейны, которые впоследствии в ходе морской трансгрессии распались. О большой скорости тектонического опускания говорит наличие на морском дне хорошо сохранившихся форм субаэрального рельефа — эрозионных врезов, продолжающих долины крупных рек — палео-

Юкона, палео-Хуанхэ, палео-Амура; палео-Хуанхэ, например, сливалась с палео-Янцзы. Древняя река прослеживается на морском дне на многие сотни километров и оканчивается юго-восточнее арх. Рюкю.

Путем изучения фауны фораминифер из донных осадков установлено, что с начала иллинойса (верхняя половина среднего плейстоцена) котловины Японского, Охотского и Берингова морей имели глубины от 1000 до 1500 м. К началу висконсина, синхронизируемого с вюрмом Европы, они углубились до 1500—2000 м, но современный облик приняли только в голоцене. Сейчас максимальные глубины достигают 3500—4000 м, следовательно, углубление за средний плейстоцен—голоцен составляет 2—3 тыс. м (Саидова, 1961)! Степень погружения уменьшается по мере приближения к береговой линии.

В отношении Желтого моря можно сказать, что сама его конфигурация — обширный залив, далеко вдающийся в материк, — говорит об ингрессионной природе. По мнению В. М. Синицына (1962), еще в первой половине плейстоцена на месте Желтого моря простиралась аллювиальная равнина. Подчеркивая интенсивность наступания моря на сушу, В. М. Синицын пишет об обрушении обширных блоков на восточной окраине континента.

Этот процесс происходит в течение достаточно длительного времени. Считают, что восточная часть Китайской платформы устойчиво опускается, начиная с палеогена (Белоусов, 1958; Синицын, 1962), причем в пределах континентальной части платформы происходит абсолютное опускание выступов коренного фундамента, которые в рельефе представлены как горные массивы. Правда, в геотектоническом отношении они могут обладать некоторой автономностью, но общая направленность движений определяется движениями платформы в целом. В. М. Синицын (1962) пишет, что в плиоцене отрицательные движения затронули не только равнины Восточной Азии, но и области с горным рельефом — горы Северной Кореи, Восточного Дунбэя, Шаньдуна, массивы в бассейне Янцзы и горы Юго-Восточного Китая. Тенденция к опусканию сохранилась в течение всего плейстоцена. Об отрицательных движениях свидетельствуют дряхлый облик гор, загруженность долин наносами, отсутствие молодых врезов, пониженная сейсмическая активность.

Что касается южной части Восточно-Китайской геоморфологической провинции (район, расположенный к югу и востоку от Янцзы и Гуйчжоуских гор), то большая часть этой территории, включая и горы, также испытывала погружение в течение всего неоген-плейстоценового времени (Физическая география Китая, 1964).

Средняя величина погружения восточной части Китайской платформы в плейстоцене оценивается В. Г. Лебедевым (1968)

в 1000 м (по мощности послетретичных отложений). Максимальная мощность плейстоценовой континентальной толщи составляет 1300 м (Петрушевский, 1964).

На фоне общей тенденции к опусканию восточной окраины Азии выявляется тенденция к независимости и противоположному развитию ее отдельных крупных структур. Такова гряда Японских островов, которые энергично поднимались в раннем и среднем плейстоцене, в позднем плейстоцене темп их воздымания ослаб. Территория же западнее Хинганской линии все время находилась в сфере положительных движений.

Ход событий может быть реконструирован так. В конце плиоцена и в раннем плейстоцене соотношение абсолютных высот горных массивов Восточного Китая (Лушань, Тяньмушань и др.) и Японии было обратным тому, какое наблюдается в настоящее время.

В Восточном Китае горы были достаточно высоки для зарождения ледников. Д. В. Наливкин (1960) предполагает, что они имели абсолютные высоты порядка 2000—3000 м, а отдельные вершины могли подниматься до 4000—4500 м.

В Японии же, несмотря на ее океаническое положение, оледенение вряд ли было широко развито, так как горы по высоте существенно уступали современным. Но уже ко второй половине плейстоцена благодаря противоположной направленности вертикальных движений картина стала совершенно обратной.

Наблюдаемая в Восточной Азии наибольшая разница в гипсометрическом положении древней снеговой линии составляет около 2000 м. Если допустить, что положение уровня нулевого баланса твердых осадков в раннем и позднем плейстоцене характеризовалось близкими величинами и считать скорости положительных и отрицательных движений одинаковыми, то величина подъема (опускания), начиная со времени раннего плейстоцена, составит около 1000 м (максимум). Эта цифра достаточно удовлетворительно согласуется с оценками масштаба движений в плейстоцене, полученными другими способами, например с величиной прогибания, определенной по мощности послетретичной континентальной толщи.

Что касается различий в положении древней снеговой линии в пределах Японских островов, то они легко могут быть объяснены в первую очередь дифференцированным характером движений.

Опускающиеся горы — явление достаточно редкое для плейстоцена, и оно придает метахронности оледенения особый колорит. Сомнения в существовании ледников на востоке Китайской платформы (Лебедев, 1968; Machatschek, 1944) в большой степени вызваны низким гипсометрическим положением следов оледенения и их плохой сохранностью. И то и другое имеет объяснение, но вопрос продолжает оставаться дискуссионным.

Голоценовые максимумы оледенения и некоторые другие признаки активных новейших поднятий

Изложенный выше материал убедительно свидетельствует о том, что благодаря тектоническим движениям возможно «омоложение» максимальной стадии оледенения, ее сдвиг «вправо». Максимум оледенения приходится в таких случаях не на конец позднего плейстоцена, а на голоцен, даже на поздний голоцен. Приведем несколько примеров, иллюстрирующих это положение.

Горы Камчатки. О ледниках Ключевской группы вулканов В. Н. Виноградов (1965) пишет, что они «являются молодыми образованиями, не связанными с верхнечетвертичным оледенением района, так как вулканические постройки, к которым приурочены ледники, имеют голоценовый возраст» (с. 17).

Более сложную картину рисует И. В. Мелекесцев (1965) для Камчатки в целом. На полуострове выявлены следы четырех оледенений: нижне-, средне-, верхнечетвертичного (с двумя максимумами) и голоценового. По отношению к гляциальным формам выделяются разновозрастные вулканические конусы. Большая часть их сформировалась после максимума верхнечетвертичного оледенения и покрыта моренами его поздней фазы. Имеются вершины, которые покрывались только голоценовыми ледниками, и, наконец, конусы, сформировавшиеся после голоценового надвигания ледников (около 4500 лет назад). Они совершенно не имеют форм гляциального рельефа.

Горы Мексики. Вторая по величине вершина Мексики — вулканический конус Попокатепетль (5452 м) несет ледники общей площадью 0,72 км²; в то же время здесь совершенно отсутствуют следы древнего оледенения, а те отложения, которые принимались за морены, оказались селевыми выносами (Jaeger, 1937). Следовательно, Попокатепетль — во всяком случае его верхняя часть — имеет, по всей вероятности, голоценовый возраст.⁶

Примечательно, что в пределах более низкого конуса Ихтасихуатль (5288 м) следы бывшего распространения ледников, согласно Ф. Егеру (Jaeger, 1937), хорошо прослеживаются до отметки 3400 м. По другим данным (White, 1962) оледенение Ихтасихуатля было неоднократным, причем наиболее низкое положение моренного материала (довисконсинского) отмечено на высоте 2450 м. Таким образом, эта вершина явно существовала во время предпоследнего оледенения. Относительно высшей

⁶ Впрочем, не исключено, что морены на склонах могли быть уничтожены экзогенными процессами. Попокатепетль — действующий вулкан. Катастрофическое таяние ледников во время извержений вызывает селевые потоки, способные производить большую разрушительную работу. Последнее крупное извержение было в 1920—1921 гг., ледники растаяли, прошел большой наводок.

точки Мексики — Пико-де-Оризаба (5700 м) — вопрос остается неясным.

Интересно сопоставить изложенные факты с данными Дж. Митчелла (Mitchell, 1966), который исследовал средневысотное нагорье к западу от оз. Чапала (штат Халиско). Указанный район поднимается лишь до 2000 м абсолютной высоты, но в его пределах Дж. Митчелл констатирует широкое распространение следов плейстоценового оледенения — ледниковая шапка давала начало выводным ледникам, спускавшимся в разные стороны. Такая аномалия в положении гляциальных форм объясняется тем, что территория западнее оз. Чапала стабильна в тектоническом отношении (опускается?), и после максимума оледенения не происходило изменения ее высотного положения. Это явствует из изучения террасовых уровней плейстоценового оз. Халиско. Отсюда следует, что поднятие конуса Ихтисихуатля после максимума оледенения составило не менее 2.5 км, а Попокатепетль, как сказано выше, действительно возник в голоценовое время.

Эльбрус. На северном склоне Эльбруса снеговая линия в эпоху последнего оледенения располагалась на отметке 3300 м (Bobek, 1937), но высочайшая вершина хребта — Демавенд (5604 м) — совершенно не имеет следов гляциальной деятельности ниже концов двух современных ледников. Как исключение можно назвать только карподобные ниши в верховьях долины Нунал на абсолютной высоте 3700—3800 м. Ниши располагаются в ветровой тени, в них концентрируется метелевый снег, сохраняющийся почти в течение всего лета. Но Х. Бобек не считает возможным датировать образование этих нивационных форм временем древнего оледенения, а относит их к современным образованиям.

Таким образом, конус Демавенда и венчающие его ледники имеют голоценовый возраст. Впрочем, если Бобек ошибается, то на Демавенде наблюдается более сложная картина — молодой конус, выросший внутри древней кальдеры, — соотношение, наблюдаемое также на Сяпхане.

Армянское нагорье. Сяпхан — вулканический конус к северу от оз. Ван, поднимающийся до высоты 4434 м. Высота древней снеговой линии на северном склоне, по данным Луиса (Louis, 1944), равна 3300 м, позднее эту цифру подтвердил Лембке. Однако В. Клаер (Klaer, 1965), побывавший в этом районе двадцать с лишним лет спустя, не обнаружил на вершине вулкана совершенно никаких следов более значительного, чем в настоящее время, оледенения, за исключением свежих морен, которые отнесены ориентировочно к середине прошлого столетия. Кальдера Сяпхана, в пределах которой располагаются современные ледники, имеет несколько брешей. При более значительном распространении оледенения, пишет В. Клаер, эта полая форма на вершине неизбежно была бы переполнена льдом и в пониже-

ниях скалистого обрамления кальдеры наблюдались бы следы гляциальной эрозии. Именно такой характер имело древнее оледенение на вершине Эркияздага, где потоки льда выходили из кратера во все стороны.

Материалы полевых исследований позволили В. Клаеру прийти к справедливому выводу, что конус Сюпхана достиг современной высоты в процессе послеледникового поднятия. Но самое интересное заключается в том, что прав также и Луис — на более низких участках северного склона, на уровне 3300—3500 м, действительно имеются каровые ниши, в затененных участках которых и ныне в течение длительного времени сохраняются пятна зимнего снега.

Таким образом, стержень вулканического сооружения, его срединная и наиболее возвышенная части, возникли в результате послеледникового воздымания, но внешняя часть конуса в ледниковое время уже поднималась до высот, достаточных для возникновения глетчеров. В этом случае мы видим, как гляциологический метод помог расшифровать достаточно сложную историю формирования вулкана.

Тянь-Шань. По нашим наблюдениям, в средней части хр. Кокшалтау, в пределах его безымянного отрога, служащего водоразделом бассейнов Узенгегуша и Чолоккапчигая, есть долины с водоразделами высотой до 4300—4400 м, т. е. поднимающиеся выше древней снеговой линии, но совершенно лишенные следов древнего оледенения. В то же время здесь наблюдаются современные ледники и снежники-перелетки.

Может быть, древние гляциальные формы были совершенно уничтожены послеледниковой денудацией? Ведь северный склон Кокшалтау сложен сланцево-песчаниковой свитой среднего карбона, в которой присутствуют такие нестойкие разности, как тонкоплитчатые, листоватые и шелковистые сланцы (Калесник, Эпштейн, 1935). Такое предположение, однако, отпадает, потому что несколько восточнее, в зоне развития тех же отложений, но при более значительных высотах (4500—4700 м) долины имеют типичный троговый поперечный профиль, отчетливые террасы оседания и бугристый моренный рельеф, прослеживающийся вниз по течению до 3450—3600 м. Еще восточнее, в бассейне р. Кара-Бель, отмечены пустые кары, днища которых лежат на уровне 3900—3950 м, а гребни — на высоте 4170—4300 м.

Остается лишь одно приемлемое объяснение: при максимальном развитии позднеплейстоценового оледенения рассматриваемый отрог северного склона Кокшалтау имел гипсометрическое положение, недостаточное для возникновения развитых долинных и карово-долинных ледников. В течение же всего послеледниковья происходило поднятие территории до таких высот, в пределах которых в смежных районах имеются хорошо выраженные скульптурные позднеплейстоценовые гляциальные формы. Более

того, в ходе этого поднятия отдельные участки достигли высот, достаточных для возникновения небольших ледников и снежников-перелетков.

Таким образом, возраст части ледников на водоразделе Узенгеуша и Чолоккалчигая в период их максимального развития может быть определен как позднеголоценовый. К концам ледниковых языков примыкают моренные гряды с очень свежим рельефом, фиксирующие, очевидно, их отступление в течение последних десятилетий. Ниже следуют типичные эрозионные долины. О молодости висячих ледников свидетельствует их приуроченность к ровным участкам склона. Они еще не успели выработать себе достаточно объемистые вместилища. Во время гляциологических работ во Внутреннем Тянь-Шане висячий ледник на ровном склоне был выделен нами как особый морфологический тип, свойственный деградирующему оледенению (Бондарев, 1963). Новые материалы свидетельствуют о том, что ледники этого типа могут служить также и признаком прогрессирующего оледенения.

Величина подъема со времени климатического максимума позднплейстоценового оледенения равна как минимум средней величине депрессии снеговой линии в этой части Тянь-Шаня (около 300—350 м в условиях северной экспозиции). В таком случае интенсивность вертикальных движений в течение послеледникового времени, с учетом фонового поднятия,⁷ будет равна по крайней мере 15.5—24.4 мм/г.

В последние годы благодаря применению новейших геофизических методов, таких как сейсмозондирование, радиолокация, гравиметрическая съемка и другие, были выявлены интересные структурные особенности ряда крупных ледников Тянь-Шаня и Памира. Установлено, что ледниковая толща в вертикальном разрезе неоднородна. Некоторые ледники Центрального Тянь-Шаня имеют трехъярусное строение, причем перекрывающие друг друга толщи разделены «горизонтами абляции» (Баков, 1972). Таковы, в частности, ледники Южный Иньльчек и Семенова. Эти факты могут быть истолкованы для доказательства увеличения размеров ледников в позднем голоцене, когда малоподвижные, засыпанные поверхностной мореной ледниковые языки, находившиеся в далеко зашедшем состоянии регресса, были перекрыты наступающим активным льдом. Возникает вопрос: в какой степени это надвигание было климатическим и в какой степени оно может быть связано с влиянием тектоники — увеличением положительной разности оледенения в результате подъема? В отношении района Пика Победы и Хан-Тенгри высказывалось мнение (не ар-

⁷ В качестве «фоновой величины» взята средняя скорость поднятия Тянь-Шаня, начиная со среднего плейстоцена. В. В. Попов и И. А. Резанов (1955) оценивают ее величиной в 0.5—5.0 мм/г. Заметим, что фоновая величина поднятия во Внутреннем Тянь-Шане, начиная с позднего плейстоцена, характеризуется, по-видимому, более значительными цифрами.

гументированное) о возможности поднятия за голоцен на 700—800 и более метров (Максимов, 1971). Если масштабы новейшего поднятия надежно подтвердятся, то станет очевидным, что трехъярусность крупных ледников в значительной степени обусловлена тектоническими влияниями.

Горные гребни, превосходящие по высоте древнюю снеговую линию, но не имеющие гляциальных форм

Возможно, что в ходе значительного новейшего поднятия хребет, лишенный ледников во время максимального похолодания, превзойдет уровень древней снеговой линии, но не сможет «догнать» линию нулевого баланса твердых осадков (рис. 6, 5—5). Приведем несколько примеров.

На о. Крит даже на высочайших вершинах — Псилорити (2457 м) и Ори-Манарес (Белая гора — 2332 м) — не обнаружено явных признаков древнего оледенения (Creutzburg, 1928; Poser, 1957). Между тем в других районах Восточного Средиземноморья ледниковые формы очень четко выражены на гораздо менее значительных высотах. Так, в Албании отметка снеговой линии во время последнего оледенения оценивается в 1800—2300 м (Nowack, 1929). В Греции снеговая линия в эпоху вюрма находилась на высоте 2000—2200 м, а в прибрежных районах юго-западной Турции — на высоте 2200—2300 м (Vobek, 1937; Louis, 1944).⁸ Днище самого южного в Европе пустого кара, находящегося на склоне горного гребня Тайгет на Пелопоннесе, лежит на абсолютной высоте 1925 м (Messerli, 1967).

Даже в южной части Синайского полуострова, на вершине Джебель-Катарин (2637 м), отмечен зачаточный гляциогенный рельеф — «фирновая мульда, если не эмбриональный кар» (Schamp, 1951).⁹ Эта вершина на 180 м выше Псилорити, что, однако, с избытком компенсируется большими различиями в широтном положении (в самом деле — Крит лежит на 35° с. ш., а горный массив на юге Синая — на 29° с. ш.). Согласно Пашингеру (Калесник, 1963, с. 79), такое различие в широтном положении в условиях северного полушария создает разницу в положении современной снеговой линии, равную 530 м. Если такая же разность существовала в эпоху вюрма, то снеговая линия на Крите должна была бы располагаться на высоте около 2100 м. Кстати, именно такой цифрой (точнее — 2000—2200 м) оценивается сред-

⁸ Кстати, следы древнего оледенения в указанных районах могут быть вовлечены в новейшие поднятия, тогда реальное положение позднплейстоценовой снеговой линии было приурочено в таком случае к менее значительным гипсометрическим отметкам.

⁹ Некоторые авторы сомневаются в возможности наличия гляциальных форм на горе Джебель-Катарин (Klaer, 1960; Messerli, 1967, и др.).

нее положение позднелейстоценовой снеговой линии на Пелопоннесе (Louis, 1944).

Таким образом, мы вправе сделать вывод о том, что горы Крита значительно увеличили свою высоту уже в послеледниковое время. Именно такой точки зрения придерживаются тектонисты. Согласно Вундерлиху (Wunderlich, 1967), Крит переживает сейчас молодую стадию горообразования. Это установлено на основании геофизических данных.

В пределах материковой Греции также есть вершины без гляциальных форм, воздымающиеся выше уровня древней снеговой линии. Такова гора Тимфростос (2315 м) в южной части Пинда. Для сравнения укажем, что, например, вершина Оксия (западная) высотой в 1926 м имеет следы оледенения (Messerli, 1967). Она, правда, расположена на 80 км севернее, но это преимущество с избытком сводится на нет тем, что Оксия расположена в отроге, лежащем в ветровой тени главного водораздела Пинда.

Вершина вулкана Этна поднимается значительно выше уровня древней снеговой линии на юге Апеннинского и Балканского полуостровов — до 3274 м. Между тем до сих пор нет единого мнения относительно того, подвергался ли конус Этны оледенению в эпоху максимума вюрма. Сведения о наличии каров на северном и восточном склонах, приуроченных к высотам 1800—1900 м (Maier, 1928), расцениваются как сомнительные. Б. Мессерли (Messerli, 1967) высказывает мнение, что в эпоху вюрма Этна не достигала современной высоты. Впрочем, вполне допустимо, что внешняя часть конуса могла иметь небольшие леднички в ледниковую эпоху, а центральная, наиболее возвышенная часть вулканического сооружения, была создана движениями послеледникового времени. Вспомним, что такой ход событий отмечен для Сюпхана.

Гребневая линия гор в Ливане поднимается до 3088 м. В. Клаер (Klaer, 1960) пишет, что там имеется небольшой ледник. Относительно древних ледниковых форм мнения расходятся. Б. Мессерли (Messerli, 1966) отмечает морены на высотах до 2500 м и относит их к вюрму. В. Клаер же ставит под сомнение моренный генезис этих обломочных отложений, считая, что следы древнего оледенения в Ливане отсутствуют. Если его точка зрения правильна, то горы Ливана испытали в послеледниковое время еще более значительное поднятие, чем на Крите.

Р. Клебельсберг (Klebensberg, 1948—1949) упоминал о кароподобных нишах на склонах вулканического конуса Хасандаг (3252 м) в Малой Азии. Но в более поздней работе В. Клаера (Klaer, 1965) говорится об отсутствии здесь явных следов оледенения. В то же время на склонах вулкана Эрджияс, расположенного в 100 км северо-восточнее, снеговая линия реконструируется на уровне около 2850 м. В этом случае даже Б. Мессерли (Messerli, 1967), обычно не рискующий связывать контрасты древней

снеговой линии с влиянием неотектоники, допускает возможность послевюрмского поднятия Хасадага.

На Гавайских островах на склонах вулканического конуса Мауна-Кеа (абсолютная высота его, согласно различным оценкам, составляет от 4175 до 4210 м) гляциальные формы выражены отчетливо. Ледниковые языки спускались здесь до 3000 м; выделяются 4 стадияльные морены. Расположенный же рядом конус Мауна-Лоа, обладающий почти той же самой высотой (4170 м), следов оледенения не имеет. Р. Клебельсберг (Klebelberg, 1948) склонен объяснять наблюдаемую картину экранирующим влиянием Мауна-Кеа, которая перехватывает атмосферные осадки. Однако не исключается и влияние другой причины — формирование (или значительный подъем) конуса Мауна-Лоа могло произойти в послеледниковое время.

В известной степени в пользу такого соображения свидетельствуют следующие данные. Имеются большие различия в активности двух указанных вулканов — за последние неполных полтора века (с 1832 г.) на Мауна-Лоа отмечено 24 извержения (Макдональд; цит. по: Святловский, 1971). Мауна-Кеа оставался в это время спокойным. Что касается зависимости вертикальных движений земной коры от вулканической деятельности, то А. Е. Святловский пишет следующее: «Связь вулканических процессов с пульсацией поднятий и опусканий дает основание относить вулканические пароксизмы к фазам поднятий, а паузы — к эпохам опусканий» (Святловский, 1971, с. 57).

Конечно, наличие гребней без форм гляциального рельефа выше древней снеговой линии может быть связано и с влиянием других причин. Эти причины таковы: 1) влияние местных климатических различий; 2) влияние рельефа. Снег не держится на слишком крутых гребнях. В этом случае через рельеф часто опосредствованно проявляется влияние тектоники (крутой нерасчлененный склон может представлять собой плоскость сброса и т. п.).

Эти две причины сочетаются с эффектом новейших дифференцированных движений.

Тектоническая деятельность и подпруживание ледников

Наиболее явно влияние тектоники на развитие ледников (опосредствованное через современный рельеф) проявляется в образовании препятствий на пути движущегося льда. Главные последствия роста поперечной перемычки в долине — подпруживание ледникового потока, благодаря чему в прогрессивную стадию развития ледник получает дополнительный стимул к нарастанию, и в его эволюции начинают играть роль явления саморазвития.

Увеличение мощности льда в профиле подпруживания, поднятие его поверхности вверх часто распространяется на весь ледниковый бассейн. Это вызывает сдвиг снеговой линии вниз по течению, расширение площади питания. Размеры ледника возрастают даже при отсутствии нужной для этого климатической тенденции, а иногда даже и вопреки неблагоприятным для развития оледенения изменениям климата. Дополнительный (благодаря эффекту подпруживания) подъем ледниковой поверхности может измеряться сотнями метров.

Все эти вопросы обстоятельно рассматриваются М. В. Троновым (1966). Помимо наиболее явного случая с поперечным барьером на дне долины, он указывает и другие, при которых возможно подпруживание.

1. Обширный водосборный бассейн с узким выводным каналом.

2. Слияние нескольких ледниковых потоков, когда дальнейшее русло потока недостаточно широко.

3. Длинная, узкая и пологая долина; отдельные сужения в ледниковой долине.

4. Очень большая каменная загрузка ледникового языка.

Случай, когда широкий бассейн имеет узкий выход через antecedentную долину, весьма типичен для Тянь-Шаня, где склоны крупных антиклинальных структур часто осложняются относительными поднятиями по взбросам. Прекрасным примером может служить бассейн р. Карагоман на южном склоне хр. Терскей-Алатау. Его ширина по главному водоразделу Терскея составляет около 25 км, но уже в 11—13 км к югу протягивается осложняющий Терскейский антиклинорий хр. Карагоман, прорезанный долиной прорыва одноименной реки. Отметим следующие стороны влияния тектоники на позднеплейстоценовое оледенение бассейна.

1. Относительное поднятие хр. Карагоман сдерживало проникновение эрозии вверх по течению, благодаря чему ледники в период их максимального развития оказались на более высоких гипсометрических уровнях.

2. Конфигурация бассейна обусловила подпруживание ледниковых языков при их слиянии. В прогрессивную фазу оледенения это явилось дополнительным стимулом для увеличения мощности льда. В эпоху деградации наблюдалась обратная картина — после ликвидации подпруживания сложный ледник вступал в состояние саморазрушения, которое не могли остановить и временные «улучшения» климата. Об этом свидетельствует отсутствие закономерного чередования стадияльных конечных морен в бассейне Карагомана. Днища долин загружены непрерывным нагромождением бугристой морены, что говорит о быстром отмирании больших участков ледникового языка.

3. Со склона тектонического барьера (северной экспозиции) осуществлялось дополнительное питание ледника.

О продолжающемся подъеме хребта Карагоман свидетельствует тот факт, что на antecedентном участке долины позднейшейсто-ценовая морена смещена по разлому.

Влияние предопределенной тектоникой конфигурации бассейна на развитие древних ледников может быть показано на примере западной части Иссык-Кульской котловины. Здесь благодаря аридному климату формы моренного рельефа сохранились очень хорошо, без труда устанавливается нижний предел распространения морен. Сравним два ледника, находившихся в разных условиях рельефа и экспозиции.

Долина р. Конорулен на северном склоне Терской-Алатау имеет широкое днище без резких перегибов продольного профиля. Боковые гребни быстро снижаются в северном направлении. Концевая часть ледника, как это следует из расположения морен, расширяясь и распыляясь, заканчивалась на высоте около 2100 м. Максимальная отметка в области питания ледника 4763 м.

Иную морфологию имеет долина Чок-Тала на южном склоне Кунгей-Алатау, расположенная по другую сторону Иссык-Куля, почти напротив Конорулена. Для нее характерно чередование двух расширенных и двух суженных участков. Водосбор Чок-Тала (максимальная высота 4770 м, практически совпадающая с той, которая наблюдается в бассейне Конорулена) охватывает главный водораздел на протяжении около 10 км, но уже в 6 км южнее боковые водоразделы сближаются на расстояние до 1 км. Далее опять следует расширение, подобное первому, которое также сменяется узким проходом. Нижняя граница распространения морен — около 2000 м.

Таким образом, в эпоху максимального развития этих двух ледников действовали факторы, по существу сводившие на нет влияние экспозиции. Определенную роль в этом сыграла, видимо, разница в количестве атмосферных осадков. В настоящее время их годовая сумма в области питания ледников Чок-Тальского узла оледенения достигает 500 мм, в то время как в приводораздельной зоне западной части Терской-Алатау их выпадает 300—400 мм в год (Климат Киргизской ССР, 1965, рис. 36). Сказывается более крайнее положение Кунгей-Алатау. Во времена позднейшейсто-ценового оледенения эти различия могли быть еще более усилены. Мы приходим к такому выводу на основе известного положения, что «местные климатические и физико-географические контрасты, существующие в настоящее время, в ледниковом периоде возрастали» (Герасимов, Марков, 1939). Однако решающая роль принадлежит, по всей вероятности, тектонико-морфологическим факторам.

В условиях Тянь-Шаня подпруживание ледников часто создается в результате подвижек взбросового характера по разломам. Так, хорошо выраженная в рельефе на протяжении более 30 км линия разлома прослеживается по южному склону Сары-

джазского хребта (правый борт долины Иныльчек). Приподнят блок, лежащий южнее этой линии. Амплитуда смещения по взбросу достигает 100 м (в пределах бассейна Шоролу). Поскольку линия разлома в нескольких местах перекрыта позднеплейстоценовыми моренами, ясно, что заложение ее относится ко времени, предшествовавшему максимуму последнего оледенения. В то же время прекрасная выраженность этой линии в рельефе (особенно при пересечении ею долинок Шоролу, Карашилвы и Джильматалды—Булака) позволяет высказать мнение, что дифференцированные движения здесь продолжают и в наши дни.

Многие ледники южного склона Сарыджазского хребта в пору их максимального продвижения испытали воздействие упомянутого тектонического барьера. В условиях очень крутого склона (на протяжении 5 км перепад высот составляет около 2 км) порог взброса, относительной высотой в несколько десятков метров, выступал как существенное препятствие и замедлитель скорости движения в придонных слоях ледниковых языков. Сдерживалось продвижение льда на более низкие гипсометрические уровни. Благодаря существованию взброса глетчеры оканчивались на более высоких отметках, вследствие этого величина суммарной годовой абляции была меньше. Сокращение ледников, упиравшихся в тектонический барьер, растянулось на более длительный срок. Аналогичная картина имела место на правом берегу р. Акшийрак, где взбросовый барьер имеет длину около 20 км.

Косвенное воздействие взброса на эволюцию ледников продолжалось и после того, как их языки, отступая, поднялись выше линии разлома. Дело в том, что эрозия в условиях Внутреннего Тянь-Шаня в целом выступает как фактор, содействующий деградации оледенения, так как, подбираясь к языкам ледников, она способствует их продвижению на более низкие гипсометрические уровни. Это обстоятельство отмечено Г. А. Авсюком (1952) и нами (Бондарев, 1963). Растущий же тектонический барьер сдерживает проникновение эрозионного вреза вверх по склону.

Опосредствованное влияние тектонического барьера на динамику ледников может иметь еще более сложный и завуалированный характер. Известно, сколь типичны для Тянь-Шаня приледниковые наледи, наличие которых создает особые микроклиматические условия вблизи ледниковых языков, благоприятствующие уменьшению общей величины абляции. Более того, наблюдаются случаи, когда наледи непосредственно консервируют край ледникового языка, сдерживая его отступление в плане (Бондарев, 1963). Сама же возможность формирования крупных наледей в большой степени зависит от степени эрозионного расчленения. Более обширные по площади наледи возникают в пределах плоских широких зандров, где водотоки не имеют четко фиксированных русел и дробятся на многочисленные рукава. Таким образом, проникновение эрозионного вреза к концам ледниковых языков должно

вызвать существенное уменьшение размеров приледниковых наледей, а это в свою очередь обусловит определенное ухудшение микроклиматических условий.

Сами наледы также зависят от тектоники. На Тянь-Шане наиболее крупные из них, как правило, связаны с выходами подмерзлотных вод, которые приурочены обычно к сквозным таликам,

связанным с линиями разрывных тектонических нарушений (рис. 9).

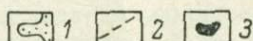
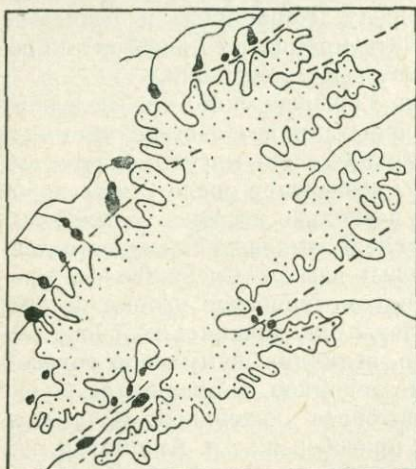


Рис. 9. Наледи-перелетки, приуроченные в массиве Акшийрак к линиям тектонических разломов (по Л. Г. Бондареву и А. П. Горбунову, 1969).

1 — ледники, фирновые поля и снежники; 2 — тектонические разломы; 3 — наледы.

представляют собой холодную подстилающую поверхность, над ними происходит конденсация и выпадение твердых осадков из относительно теплой воздушной массы. Предполагается, что существует некоторая асинхронность в развитии наледей и ледников. Поскольку в пополнении запасов подмерзлотных вод участвуют талые воды ледников, то в периоды усиления таяния и сокращения ледников намечается тенденция к увеличению размеров наледей (Корейша, 1960).

Вернемся к тектоническим барьерам. На Тянь-Шане описан своеобразный тип барьера, связанный с разломом в пределах пологой денудационной поверхности. Б. К. Лузгин и В. И. Макаров (1966) отмечают, что на северном склоне Терской-Алатау, в восточной части междуречья Джеруй—Корумду, граница морены фиксируется линией разрывного нарушения с поднятым северным

блоком. Западнее, где амплитуда смещения затухает, морена в нескольких местах перекрывает тектонический барьер. Аналогичная картина наблюдалась теми же авторами и на южном склоне хр. Кунгей-Алатау, в верхних участках бассейнов Чолпон-Аты и Бахту-Долонты. В этих случаях сам полуокровный характер древнего оледенения в значительной степени обусловлен тектоническим экраном.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о благоприятном влиянии тектонически предопределенного подпруживания на развитие ледников в прогрессивную стадию их эволюции, но динамика подпруженных ледниковых потоков весьма специфична также и в период сокращения оледенения. В начальные стадии деградации подпруживание сдерживает, замедляет сокращение ледников. Но если в процессе этого сокращения состояние подпруживания ликвидируется, то ледник вступает в неконтролируемое со стороны климата состояние катастрофического разрушения (Тронов, 1954).

Подземное оледенение и тектоника

Современная гляциология не ограничивается изучением одних только ледников, а включает в объект своего исследования по существу все природные льды. Под подземным оледенением мы понимаем толщу многолетнемерзлых пород вместе с погребенными льдами разных типов.

Напомним общее правило, справедливое для равнинных территорий, — в условиях тектонического прогибания создаются условия для лучшего сохранения многолетнемерзлых пород. Длительное прогибание на низменных аллювиальных равнинах и в обширных дельтах при равновесии скорости погружения и накопления осадков и суровом резко континентальном климате создает возможность возникновения таких эффектных форм подземного оледенения, как сингенетические жильные льды (Попов, 1965).

В районах, имеющих тенденцию к подъему, напротив, отмечаются явления деградации мерзлоты. Для положительных структур важно отметить следующее.

1. На поднимающихся участках, когда они отчетливо выражены в рельефе, создаются благоприятные условия для эрозивного расчленения и хорошей дренированности, что может вызвать свижение кровли многолетнемерзлых пород.

2. Сводовые части структур часто нарушены тектонической трещиноватостью. Эти нарушения проявляются также и в рыхлых отложениях, перекрывающих доплейстоценовые коренные породы (при положительных движениях происходит растяжение рыхлого чехла). В нарушенных зонах стимулируются термокарстовые процессы, поэтому степень развития термокарстового рельефа может служить критерием при выявлении типа неотектонических структур.

тур. Так, в пределах Яно-Омолойского междуречья максимальная глубина аласных котловин (до 40 м) наблюдается именно в зонах положительных структур. Над отрицательными структурами они имеют дряхлый облик и небольшие глубины порядка 5—10 м (Великоцкий, 1972).

3. В сводовых частях тектонических структур отмечается уменьшение геотермической ступени, что говорит о более значительной интенсивности теплового потока. Избыток тепла может быть весьма значительным. Если средняя для земного шара плотность теплового потока принимается равной $4.32 \cdot 10^{-2}$ ккал./м²·час, то в районах альпийской складчатости, у крутопадающих антиклинальных структур, она может достигать $14.9 \cdot 10^{-2}$ ккал./м²·час (Дьяконов, 1958).

4. К сводам структур приурочены подземные воды повышенной минерализации (Острый, 1962). При прочих равных условиях грунты, содержащие более минерализованную воду, требуют для оттаивания меньшего количества тепла.

Таким образом, факторы 1 и 2 суммируются и действуют в одном направлении, способствуя снижению кровли мерзлоты. Одинаковую направленность имеют также факторы 3 и 4, направленные снизу. Благодаря их влиянию нижняя граница вечной мерзлоты в общих чертах как бы повторяет рисунок тектонической структуры и поднимается на антиклинальных участках.

Приводимые ниже примеры показывают масштабы тектонического влияния на подземное оледенение.

Во Внутреннем Тянь-Шане, в восточной части межгорной Нарынской впадины, хорошо выражена в рельефе гряда Кулчук-Кыркоо — антиклинальная структура второго порядка, испытывающая воздымание со среднего плейстоцена. Она служит водоразделом между долинами Тарагая и Карасая, приуроченным к участкам тектонического погружения. По линии поперечного профиля, соединяющей оба бассейна, было выполнено вертикальное электрозондирование. Обработка данных геофизических наблюдений позволила сделать выводы о мощности многолетнемерзлых грунтов. Оказалось, что на водоразделе подошва мерзлоты располагается на глубине 30—40 м, в то время как в прогибающихся участках ее мощность возрастает до 250 м. Согласно другой интерпретации тех же данных, на участках прогиба мерзлая толща равна 200—300 м, а на водоразделе она вообще отсутствует (Горбунов, 1970).

Эта закономерность проявляется и на равнинных территориях. Так, например, в бассейне р. Ярудей (Западная Сибирь) в сводовой части поднятия подошва мерзлой толщи лежит на глубине 200 м, а над крыльями опускается еще на 100 м (Дубиков, 1962).

Дислокации дизъюнктивного характера нарушают сплошность подземного оледенения. Возникают таликовые зоны, менее устойчивые по отношению к глубинной эрозии, благоприятные для наледообразования и возникновения некоторых специфических мерз-

лотных форм рельефа. Так, на территории Яно-Омолойского междуречья булгунахи имеют определенную связь с линиями разрывных нарушений. Они располагаются цепочками, ориентированными субширотно и субмеридианально, соответственно направлениям линий тектонического дробления. Вдоль этих линий осуществляется более интенсивная фильтрация поверхностных и циркуляция межмерзлотных и подмерзлотных вод. Поэтому подобные участки оказываются оптимальными для инъекционного льдообразования и возникновения соответствующих форм рельефа (Великоцкий, Плахт, 1971).

Другой пример. На юге Тазовского полуострова широко распространены гряды и удлиненные бугры пучения, закладывающиеся по морозобойным трещинам. Ориентировка этих форм обнаруживает связь с тектоническими структурами. На линейных зонах поднятия закладываются прямолинейные гряды, вытянутые по простиранию, а к структурам изометрического очертания приурочены грядовые дуги. Существует мнение (Андреев, Белорусова, 1962), что направление гряд predetermined тектонической трещиноватостью.

Подобно наземному оледенению, подземное оледенение горных территорий также испытывает влияние изменения гипсометрического положения в связи с тектоническими движениями. Подъем в 213 м вызывает снижение среднегодовой температуры воздуха на 1° , возрастает площадь, занятая мерзлыми породами, а ее мощность при этом увеличивается на 30—33 м. Эти изменения эквивалентны горизонтальному перемещению с юга на север на 150—250 км. Кроме того, поскольку в горных районах на единицу горизонтальной поверхности приходится более значительная площадь, чем на равнине, то с увеличением абсолютных высот и расчлененности возрастает поверхность охлаждения и появляется дополнительный стимул для развития многолетнемерзлой толщи (Достовалов, Кудрявцев, 1967).

Очевидно, что для подземного оледенения также характерны тектонически обусловленные явления метакронности, вплоть до противоположной тенденции развития в разных районах (деградация многолетнемерзлых толщ на равнине может совпадать во времени с их нарастанием в быстро поднимающейся горной стране).

Выводы

1. Роль тектонического фактора в той или иной степени учитывается во многих гипотезах, объясняющих возникновение ледниковых эпох. Тектоническое влияние на развитие оледенения проявляется через изменение гипсометрического положения (при увеличении абсолютных высот участки земной коры «входят» в хиносферу), а также через влияние климатических барьеров, которые могут воздействовать на климат обширных территорий,

перехватывая влажные воздушные массы или преграждая путь морским течениям и изменяя их направление.

2. Неравномерность тектонических движений в пространстве и времени является причиной того, что разные горные районы пережили в конце плиоцена и в плейстоцене разное количество оледенений.

3. Тектонические движения противоположного знака могут вызвать метахронность развития оледенений в масштабах плейстоцена. Наиболее яркий пример — дискуссионная проблема древних оледенений Восточной Азии.

4. Различия в распределении тектонических движений во времени могут явиться причиной того, что при одном и том же начальном и конечном состояниях рельефа совершенно различными будут эволюция оледенения и его современный облик.

5. В условиях энергичных движений положительного знака возможен сдвиг максимальной стадии оледенения на голоцен. Некоторые ледники на склонах вулканических конусов могли появиться только в голоцене.

6. Быстрое новейшее поднятие может привести к тому, что выше уровня древней снеговой линии окажутся горные гребни, не имеющие следов гляциальной деятельности. В таком случае палеогляциологические реконструкции, не учитывающие влияния тектоники, окажутся ошибочными.

7. Дифференцированные тектонические движения оказывают поддурживающее действие на ледники, что может существенно повлиять на их эволюцию. Различия в строении ледниковых вместилищ, предопределенные тектоникой, могут свести на нет влияние экспозиции.

8. В условиях резко континентального климата с разрывными тектоническими нарушениями бывают связаны приледниковые наледы, создающие особый микроклимат, благоприятный для развития оледенения.

9. В условиях слабо расчлененных денудационных поверхностей полупокровный характер оледенения в значительной степени может быть связан с подвижками по взбросам.

10. Мощности многолетнемерзлых грунтов и положение их верхней и нижней границ обнаруживают связь с тектонической структурой. Подошва мерзлоты поднимается в сводовых частях структур и опускается на участках их прогибания. В зоне развития подземного оледенения наблюдается связь специфических мерзлотных форм (булгуны и т. п.) с линиями тектонических нарушений.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ
И ПОСЛЕДУЮЩЕЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СКУЛЬПТУРНЫХ
И АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФАУчастие тектоники в формировании скульптурных
гляциальных форм

Подобно речной эрозии, ледниковая денудация предпочтительнее развивается по линиям дизъюнктивных нарушений. Именно с такими нарушениями связаны во многих случаях классические альпийские формы — кары, трог и ригели, а также фьорды и ярусные долины.

Приуроченность каров к линиям дизъюнктивных нарушений. Эрозионные воронки и нивальные ниши, из которых развиваются кары, быстрее формируются на тех участках, где породы более податливы к выветриванию и денудации. Такие ослабленные зоны часто бывают связаны с линиями разрывных тектонических нарушений. Не случайно цепочки каров следуют линиям простирания дизъюнктивов. В Хибинах такая закономерность отмечена А. Д. Армандом и М. Д. Дорфманом (1959), на Алтае — Л. Н. Ивановским (1965), Г. Ф. Лунгерсгаузенем и О. А. Раковец (1961), в Карпатах — Н. В. Башениной (1971). Что касается Алтая, то есть указания о непосредственной приуроченности крупных цирков к тектоническим впадинам. Таков цирк Талдуринского ледника, имеющий весьма сложный рельеф, установленный по данным сейсмической и магнитной съемок. Предполагается, что там получила развитие грабенообразная структура (Кравцов, 1962).

На рис. 10, взятом из 2-го тома «Геологии Норвегии» У. Хольтедаля (1958), сопоставлены розы тектонических трещин и экспозиций каров. Оба графика в сущности повторяют друг друга.

Троги. Мнение о том, что тектоника оказывает несомненное влияние на возможность возникновения и форму трога было высказано А. Л. Рейнгардом еще в 1917 г. Сторонником тектонического заложения трогов был Штини и другие авторы.

Конечно, подобные взгляды не лишены оснований, но они страдают односторонностью. Примеры расположения троговых долин без явной приуроченности к линиям тектонических нарушений также очень многочисленны. Видимо, троговые долины зави-

сят от тектоники не более чем обыкновенные эрозионные долины (хотя бы потому, что ледники используют долины, созданные водной эрозией).

Но, строго говоря, любая речная долина обусловлена в какой-то степени тектоникой, так как пути развития эрозии первоначально закладываются по неровностям, созданным эндогенными силами. В ходе геологической истории пространственное распределение тектонических движений меняется и первичная зависимость от тектоники может быть утрачена. Более того, мы можем наблюдать

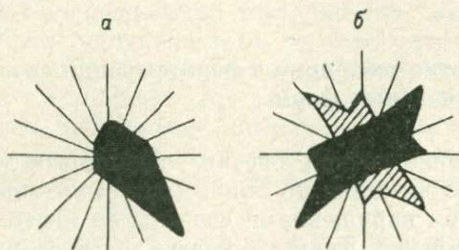


Рис. 10. Ориентировка ледниковых каров (а) и направление структурных линий в коренных породах (б) в Южной Норвегии (по У. Хольтедалю, 1958).

Черное — простираение пород, штриховка — поперечные тектонические трещины.

эрозионные врезы, противоречащие тектонике (антецедентные и эпигенетические долины, например). В то же время связь многих долин или участков долин с тектоникой выглядит совершенно неприкрытой (Дарьяльское ущелье, приуроченное к линии разлома, изгиб Волги у Жигулей и т. п.). Столь же разнообразны по отношению к тектонике и трюги.

Рассмотрим в качестве примера Тянь-Шань. Здесь можно выделить несколько типов трюгов, обнаруживающих разную степень зависимости от тектонической структуры.

1. Трюги продольных долин, приуроченные к синклиналим понижениям между хребтами. Таковы трюги Иньльчека между Сарыджазским хребтом и Кокшалтау, трюг в верховьях Чон-Кемина между Заилийским Алатау и Кунгей-Алатау и др. Часто подобные продольные долины представляют собой зоны относительного опускания (Иньльчек). В таких случаях здесь в течение длительного времени происходила усиленная аккумуляция сложного комплекса осадков — моренных и флювиогляциальных, разделенных в толще, может быть, межледниковым аллювием. В настоящее время широкие днища этих долин представляют собой уровни невысоких аллювиальных террас. Собственно моренные отложения наблюдаются только на склонах, на днищах долин ста-

диальные моренные гряды часто совершенно отсутствуют, что обусловлено, по всей вероятности, энергичным продолжающимся новейшим погружением.

2. Троги, связанные с грабенными структурами. Хороший пример — диагонально ориентированный грабен Чонаксу на южном склоне Кунгей-Алатау, в верховьях переработанный в трог. Иногда использованные древними ледниками трог расчленяют приподнятые плоские денудационные уровни. В подобных случаях условия развития ледников были благоприятны вдвойне — обильная метелевая и лавинная концентрация снега, перемещаемого с поверхности выравнивания, сочеталась с поддуживанием ледниковых потоков в пологих, узких и затененных долинах. В таких условиях находились позднеплейстоценовые ледники хр. Ак-Зоо, расположенного к югу от массива Акшыйрак.

3. Поперечные трог, очень часто не обнаруживающие явной связи с тектоническими нарушениями. Таковы трог в верховьях долин северного склона Терской-Алатау, где разрывные нарушения ориентированы главным образом параллельно гребневой линии хребта. Троги расположены в зоне энергичных восходящих движений, в ледниковое время здесь совершалась усиленная экзарация. Такие «поднятые» трог в известной степени являются антиподами «опущенных» трогов, приуроченных к продольным синклинальным долинам.

4. Сквозные трог, пересекающие пониженные участки хребтов и ведущие из одной продольной долины или котловины в другую. Они сформированы в эпоху максимального оледенения, когда в результате заполнения продольных долин мощными потоками льда установился его отток через понижения водоразделов в соседние бассейны. Таковы, например, перевалы, ведущие на север и юг от Арабельского сырта: Барскаун, Кашкасу, Иттыш, Джукучак в Терской-Алатау, также Сары-Тор, Джетымбель и Суек в хр. Джетымбель. Н. П. Костенко и соавторы (1968), рассматривая вопрос о формировании сквозных трогов, отмечают их явную связь с тектонической структурой — приуроченность к отрицательным ундуляциям хребтов, представляющих собой участки, ослабленные разрывами, трещиноватостью и дроблением.

В настоящее время — при наличии благоприятных условий климата и рельефа — верховья древних трогов наследуются современными ледниками, причем каждой разновидности трога отвечает свой тип оледенения. Верховья продольных трогов заняты, как правило, крупными древовидными ледниками. Поперечные трог вмещают простые долинные ледники или ледники висячих долин. Наиболее приподнятые перевалы, приуроченные к сквозным трогам, покрыты переметными ледниками.

Плечи трогов. В литературе давно обсуждается вопрос о возникновении вложенных трогов. Характерный ступенчатый поперечный профиль троговых долин часто рассматривается как

доказательство множественности оледенений. Однако во многих случаях формирование плечей трога может быть объяснено тектоническими дислокациями. Рассмотрим этот вопрос подробнее. Начнем с поперечных трогов, т. е. с трогов, ориентированных вкрест простирания хребта.

Поперечные зоны сгущения тектонических трещин являются своеобразным элементом тектоники многих горных стран. Они именуются также безамплитудными разломами. На Кавказе, например в Прикавказском районе, ширина таких поперечных зон составляет 5—7 км, в пределах зон сгущения трещины отстоят друг от друга на десятки и несколько сотен метров (Растворова,

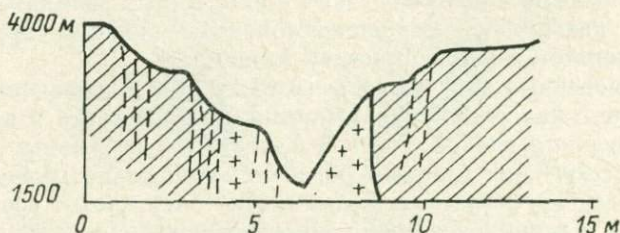


Рис. 11. Поперечный профиль долины р. Терек (по В. А. Растворовой и Е. М. Щербаковой, 1965).

Оседание крупных блоков-чешуй, ограниченных сгущениями трещин.

Щербакова, 1965). Естественно, что водная эрозия осваивает в первую очередь именно такие участки. Приуроченность многих долин, ориентированных вкрест простирания хребта, к поперечным зонам сгущения трещин не вызывает сомнений.

По мере углубления эрозионного вреза на склонах долин под действием силы тяжести происходит оседание крупных блоков, которые ограничены направленными вдоль оси долины сгущениями трещин. Долины приобретают облик узких грабен тектоно-гравитационного происхождения с характерным ступенчатым поперечным профилем (рис. 11).

Пусть такая долина в эпоху развития древнего оледенения хотя бы однократно заполнялась достаточно мощным потоком льда. Эрозионный врез будет расширен ледником, его изгибы будут сглажены. После деградации ледника на склонах останется чехол морены, на бровках перегибов — курчавые скалы. Следы гляциальной деятельности ложатся на ступенчатый поперечный профиль. При геоморфологическом описании такая долина может быть охарактеризована, как вложенные трогои. Естественно, что в таком случае всякие палеогляциологические построения, основанные на анализе «вложенных трогов», окажутся несостоятельными.

Не исключено, что сложный поперечный профиль одного из трогов хр. Джетымбель (Тянь-Шань), изображенный на рис. 12, заимствованном из работы В. Г. Королева и С. А. Рябокопя (1961), в значительной степени обусловлен разрывной тектоникой. Согласно авторам, форма трогов создавалась в результате трехкратного надвигания ледников; ими выделен даже голоценовый троговый врез! Но в этом случае трудно опровергнуть также и иное мнение, — что плечи трогов возникли благодаря избирательной денудации в связи с дизъюнктивными нарушениями.

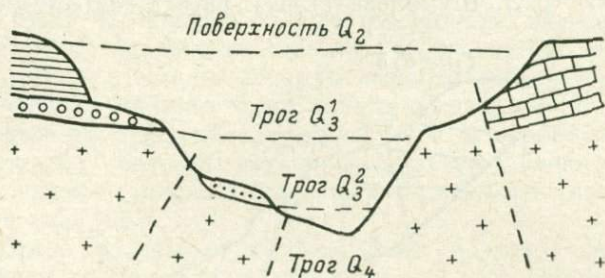


Рис. 12. Взаимоотношение разновозрастных трогов в высокогорной части хр. Джетымбель (по В. Г. Королеву и С. А. Рябокопя, 1961).

В долинах, направленных вдоль простирания тектонических структур, «плечо трогов» может быть связано с продольным нарушением, осложняющим свод структуры. Опять пример, относящийся к Тянь-Шаню. Вдоль северного борта продольной долины Арчалы, протянувшейся в широтном направлении между хр. Джетымбель и Джетым, отчетливо выражен уступ. Здесь же имеются и следы деятельности древних ледников. Этот уступ является отражением в рельефе так называемой Джол-Кызылсуйской флексуры, осложненной разрывным нарушением (рис. 13). Флексура возникла в герцинское время (Джумалиев и др., 1961).

В восточной части оз. Аян (горы Путорана) Е. В. Максимовым (1970) описан трог, где отчетливо выраженные плечи покрыты моренным или флювиогляциальным материалом. Но сами уступы — почти отвесные дикие скалы — совершенно лишены следов ледниковой обработки. Последнее обстоятельство, по мнению автора, явно противоречит предпосылке о том, что поперечный профиль долины создан разновозрастными долинными ледниками, и свидетельствует о послеледниковом возрасте движений по разломам. Общая величина относительного «проваливания» трогов Путорана за голоцен оценивается Е. В. Максимовым в 400—500 м.

Подводя итог, отметим, что при палеогляциологических реконструкциях плечи трогов обязательно должны быть проверены с точки зрения их возможной связи с тектоникой.

Ригели. Возникновение ригелей — резких переломов в продольном профиле ледниковых долин — объясняют по-разному. Весьма популярна идея о решающей роли неравномерности ледниковой денудации (в связи с различиями в мощностях льда), что стимулируется также различиями литологии (Щукин, 1960). При объяснении генезиса ригелей используется также представление о том, что ледник стремится утрировать неровности подстилающей поверхности, в результате на месте перегиба в продольном профиле доледниковой долины образуется ригель (Мартонн, 1950). По мнению Н. А. Шумилова (1964), ригель создается благодаря

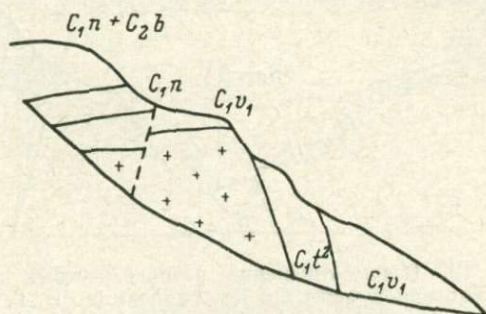


Рис. 13. Джол-Кызылсуейская флексура, создавшая плечо на правом склоне долины Арчалы (по Т. Джумалиеву и др., 1961).

особому сочетанию рельефообразующей деятельности водного потока и ледника во время стадияльных отступаний в прогрессирующую фазу развития оледенения.

Видимо, все перечисленные факторы способствуют формированию ригелей, но во многих случаях приходится сталкиваться с незатушеванным влиянием тектоники.

Л. Н. Ивановский (1962а) на примере Алтая связал ступенчатый продольный профиль трогов с периодическими тектоническими подвижками положительного знака (поднятие способствует стационарному положению конца ледникового языка, в этом месте локализуется регрессивная эрозия). Этим объясняется приуроченность ригелей в пределах соседних долин к одним и тем же абсолютным высотам. Л. Н. Ивановский отмечает также во многих случаях связь ригелей с линиями дизъюнктивных нарушений.

В Центральном Кавказе (Приказбекский район) ригели, возникшие в позднеледниковое и голоценовое время, также связаны с тектоническими разломами (Растворова, Щербакова, 1965).

Наши наблюдения на Тянь-Шане в ряде случаев тоже показали приуроченность ригелей к разломам, о чем свидетельствует их

расположение на одной линии, пример — бассейн р. Джеты-Огуз.

Совершенно очевидно, что, говоря о тектонической природе ригелей, следует отказаться от бытующего представления, что ледниковый поток обрабатывает готовые, «неподвижные» тектонические формы. Во многих случаях избирательная ледниковая эскаррация совпадает во времени с проявлениями «живой» тектоники. Чем длительнее период совместного действия тектонических и эскаррационных сил, тем ощутимее конечный вклад тектоники в формирование неровностей продольного профиля и тем контрастнее он будет. Интенсивность эндо- и экзогенных сил характеризуется близкими величинами. Скорость вертикальных движений, которые стремятся создать поперечные перемычки в горных долинах, измеряется миллиметрами, иногда десятками миллиметров в год. Такими же цифрами характеризуется и ледниковое выпаживание, которое с большей интенсивностью идет, однако, во впадинах продольного профиля коренной поверхности под ледниками (Калесник, 1963).

Как пример палеогеоморфологического подхода, учитывающего синхронное проявление тектоники и эскаррации, можно привести точку зрения Е. М. Щербаковой (1959) на формирование котловины Телецкого озера, где переуглубленный участок, по ее мнению, создавался за счет поднятия скального порога. Ледниковому выпаживанию озерной котловины существенно содействовали разрывные нарушения, дробление и перетиранье пород. Поперечная перемычка из коренных пород была надстроена мореной (во многих других работах, посвященных Телецкому озеру, делается акцент или только на тектонику, или только на эскаррационную деятельность ледника).

Фиорды. Согласно современным взглядам, те долины, которые после ледниковой обработки стали фиордами, могут иметь как эрозионное, так и тектоническое происхождение.

Несомненно с тектоникой связано образование фиордов Норвегии, Шотландии и Британской Колумбии, а на территории СССР — Восточной Камчатки, Корякского нагорья и Кольского полуострова (Каплин, 1959).

Фиорды тектонического происхождения часто приурочены к грабеновым структурам, их берега нередко совпадают со сбросами и имеют прямолинейное направление. Во многих случаях наблюдается полное соответствие между преобладающим простираньем дизъюнктивных нарушений и направлением осевых линий фиордов. Это хорошо видно на рисунках, приложенных к статье Крюгера (Krueger, 1929), посвященной Гренландии.

Образование переуглубленной впадины в устьевых частях фиордов не всегда может быть удовлетворительно объяснено процессами избирательной ледниковой эскаррации или аккумуляцией морены. Значительное переуглубление фиордов Норвегии, Чукотки

и Корякского нагорья связано скорее всего с тектоническими причинами — с опусканием зоны фиордового побережья, тогда как прилегающая часть шельфа остается стабильной (Каплин, 1959). Аналогичное объяснение предлагается для норвежских фиордов (Saarman, 1951—1952).

Ярусные долины. Потоки талых вод, «вытесняемые» долинным ледником на склон, формируют эпигенетические врезы, приуроченные к границе льда и коренных пород, — ярусные долины. Поскольку эта граница не может быть стабильной в течение длительного времени, продолжительность формирования ярусных долин коротка. Ясно далее, что при прочих равных условиях врез успевает углубиться гораздо значительно в тех случаях, когда он спроектируется на участок, ослабленный разрывными тектоническими нарушениями. И, наконец, совершенно очевидно, что такие ярусные долины — более глубокие и широкие — имеют больше шансов сохраниться в послеледниковое время.

Действительно, совпадение ярусных долин с линиями дизъюнктивных нарушений установлено во многих горных системах. Интересно, что в свое время обсуждался вопрос относительно так называемых зияющих тектонических трещин на склонах долин в Саянах и в Прибайкалье. Высказывалось мнение о происхождении этих форм в связи с катастрофическими землетрясениями (Флоренсов, 1960), но М. Г. Гросвальд (1961) показал, что «трещины» созданы потоками талых вод, приуроченными к линиям древних разломов.

В Центральном Тянь-Шане несколько коротких и разобценных ярусных долин было прослежено нами на протяжении 6 км на правом склоне долины р. Сарыджаз ниже ее слияния с Иньльчеком. Наблюдалось полное совпадение прежних русел краевых потоков с тектоническим разломом. Поскольку линия его пересечения со склоном сужается вверх по течению, то и абсолютные отметки днищ ярусных долин уменьшаются в том же направлении. Таким образом, все они разновозрастны.

Ориентировка форм ледниковой экзарации, предопределенная тектоникой

Формы рельефа, возникшие вследствие избирательной гляциальной экзарации, обнаруживают в ряде случаев закономерную ориентировку, обусловленную особенностями залегания и трещиноватостью пород. Приведем примеры, относящиеся к Тянь-Шаню.

В бассейне р. Сары-Чат, разделяющей хр. Терской-Алатау и массив Акшийрак, на участке протяженностью около 20 км в большом количестве встречаются друмлинообразные холмы, длина которых измеряется сотнями метров, а относительная высота достигает 25—30 м. Они выработаны в коренных породах и

представляют собой отпрепарированные более устойчивые прослойки. Холмы лишены моренного покрова, при этом никакой определенной связи с направлением древних ледниковых потоков не наблюдается: если в долине Сары-Чата холмы вытянуты вдоль тальвега, то в долинах боковых притоков их длинные оси, наоборот, располагаются поперек направления движения льда (рис. 14). В целом ориентировка длинных осей холмов совпадает с преобладающим простиранием нижнекарбоновых сланцев, известняков,

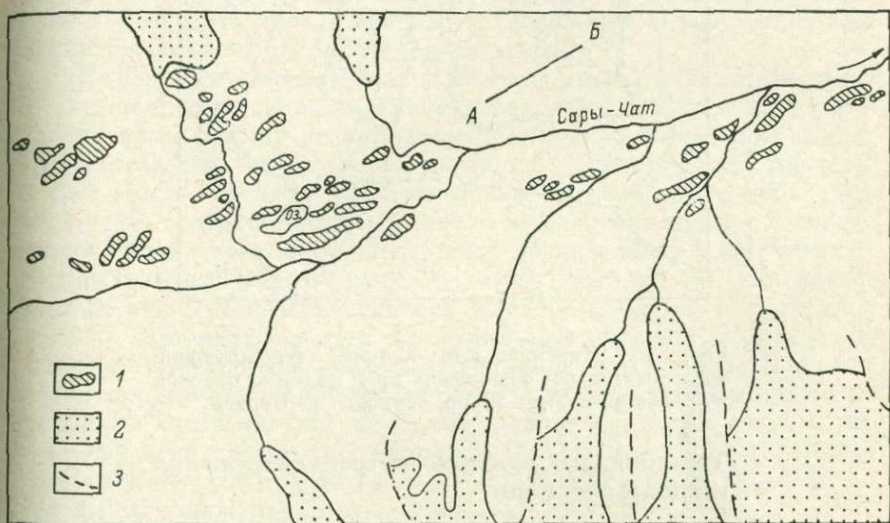


Рис. 14. Расположение форм эрозационного рельефа в бассейне р. Сары-Чат (Тянь-Шань).

1 — формы эрозационного рельефа; 2 — современные ледники; 3 — водоразделы. Линия АБ показывает простирание нижнекарбоновой толщи, слагающей территорию.

конгломератов и песчаников. С простиранием пород в этом районе совпадает также направление разломов и сопровождающей их трещиноватости.

Иного характера рельеф отмечен на правобережье р. Колчо (бассейн р. Бурхан, южный склон Терской-Алатау). В позднем плейстоцене расположенный там участок древнего пещера, лежащий на абсолютной высоте 3950—4100 м, был перекрыт плосковершинным ледником. Последовательное сокращение края ледника фиксируется ложбинами стока талых вод, ориентированными в широтном направлении (рис. 15). Между тем, поскольку денудационная поверхность имеет заметный наклон на юг (разность высот в 150 м отмечена на расстоянии в 1,6 км), для нее более естественным было бы образование меридионально ориен-

тированных ложбин. Представляется, что наблюдаемый рельеф есть не что иное, как выявленная избирательной гляциальной денудацией и флювиальными процессами система трещин.

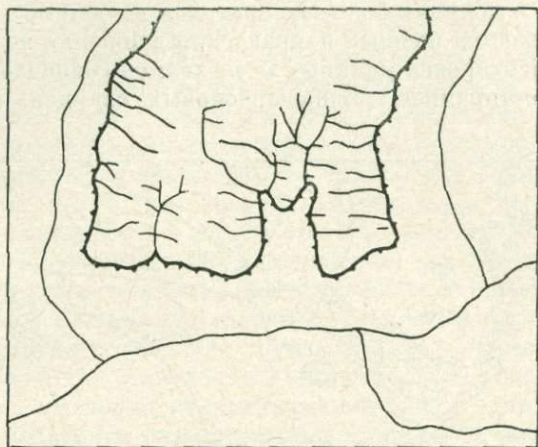


Рис. 15. Маргинальные каналы, фиксирующие последовательное положение края ледника плоской вершины. Тянь-Шань, верховья р. Бурхан.

Тектоника как причина быстрого разрушения гляциальных форм

Наконец, можно указать еще одну специфическую сторону взаимодействия разрывных тектонических нарушений и гляциальных форм рельефа. Имеется в виду ускоренное преобразование последних в связи с денудационными процессами, обусловленными и подготовленными тектоникой.

Интересные примеры можно обнаружить на территории Большого Кавказа, точнее в восточной части Скалистого хребта. Там, в долинах Ардона, Фиагдона, Уруха, Черека и других, верхнеюрские и нижнемеловые известняки сильно нарушены трещинами, поперечными по отношению к простиранию хребта. В связи с тектонической раздробленностью чрезвычайно широкое распространение в этом районе приобрели обвалы, оползни и явления оседания крупных блоков неправильной формы. Размеры сместившихся массивов иногда весьма внушительны. Так, в долине р. Фиагдон, по ее левому склону, произошло смещение массива известняков длиной около 3 км и шириной более 0.5 км. Его отрыв произошел по ломаной линии, конфигурация которой диктуется тектоническими трещинами разных направлений. Осевший блок надвинут на флювиогляциальные отложения последнего оледенения.

Именно подобные тектонико-гравитационные явления, связанные с разрывными нарушениями, оказываются «главной причиной того, что долины, секущие Скалистый хребет, быстро утрачивают трогообразную форму. Чтобы ее обнаружить, требуются тщательные наблюдения» (Растворова, Щербакова, 1960, с. 50; разрядка моя, — Л. Б.). Обычной водной эрозии требуется гораздо более продолжительное время, чтобы столь же существенно преобразовать трогообразную долину. В другой работе, относящейся к тому же району (Щербакова, 1971), говорится о том, что тектоническая трещиноватость склонов способствует их быстрому преобразованию экзогенными процессами, в результате чего уничтожаются следы ледниковой обработки.

Подобные примеры можно найти и в других горных системах. В течение длительного времени ведется дискуссия о происхождении «саркандских валунников», аккумулярованных при выходе р. Сарканд в Айдаусайскую впадину (Джунгарский Алатау). Одни авторы считали эти накопления мореной, по мнению других — это отложения селевых потоков. Важным доводом в пользу второй точки зрения является облик долины выше валунников — узкий каньон, углубленный не менее чем на 900 м относительно междуречной поверхности. Однако недавно Е. В. Максимов (1958) по-новому подошел к обсуждаемому вопросу. Его взгляды таковы. Саркандские валунники связаны с деятельностью ледника и представляют собой морену; узкие же ущелья Сарканда и Лепсы возникли уже после отступления ледника, в связи с интенсивным блоковым поднятием, в ходе которого в результате энергичной эрозии сформировался узкий врез и были уничтожены следы гляциальной деятельности в зоне поднятия.

Сходная ситуация наблюдается на южном склоне хребта Джамантау в западной части Внутреннего Тянь-Шаня. Там, при выходе долины р. Бургансу в Аксай-Арпинскую котловину в высотном интервале 3320—3460 м прекрасно выражен бугристо-западинный моренный рельеф («чукыры»). Морена развита на площади около 5 км.² В плане конфигурация морены отвечает концевой части ледникового языка. Выше по течению река вступает в каньон 300-метровой глубины. В верховьях Бургансу, где абсолютная высота достигает 4520 м, располагается ледник, уходящий в моренные накопления, имеющие облик каменного глетчера. Между ним и чукырами, отмечающими максимальное продвижение ледника, гляциальных форм рельефа нет совершенно. Очевидно, что и в этом случае произошло полное уничтожение следов ледника денудационными агентами, которые в огромной мере стимулировались тектоникой. Действительно, нижняя часть южного склона Джамантау на этом участке представляет собой плоскость взброса, амплитуда смещения по которому равна 700—800 м.

Каровые аномалии

Часто днища пустующих каров, отвечающих максимуму последнего оледенения, в условиях одинаковой экспозиции даже в пределах весьма ограниченной территории бывают расположены на разной высоте. Причины этого — различия в рельефе, в микроклиматических условиях, во влиянии послеледниковых тектонических движений. При особенно больших значениях градиентов скоростей дифференцированных тектонических движений создаются каровые аномалии, под которыми понимается резко отличающееся от общего фона высотное положение определенных групп каров. Подобные аномалии обычно не могут быть удовлетворительно объяснены ни климатическими, ни геоморфологическими различиями.

В связи с этим предпринимаемые иногда попытки механического выделения из набора цифр, характеризующих высоты каровых ступеней, стадий развития оледенения кажутся малоубедительными.

Различия в высоте расположения днищ каров могут использоваться для характеристики тектонических движений. Такая характеристика в большинстве случаев бывает сугубо качественной (констатация для того или иного района неравномерности тектонических движений в послеледниковое время, выделение участков, существенно отличающихся в этом отношении, и т. п.), но в некоторых случаях возможны и приближенные количественные оценки скорости новейших движений. Как увидит читатель из регионального обзора, каровые аномалии отмечены во многих горных системах.

Применительно к Альпам Э. Фельс писал еще в довоенное время, что значительные колебания в высоте расположения днищ каров одной и той же экспозиции в пределах одного региона не должны удивлять. Альпы тектонически представляют собой сильно деформированную и раздробленную горную систему, в пределах которой вертикальные движения проявлялись очень дифференцированно (Fels, 1937).

В Европе наиболее высокое положение позднеледниковой снеговой линии в условиях северной экспозиции — 2400—2500 м, реконструированное по днищам пустующих каров, отмечено на юге Пиренейского полуострова в горах Сьерра-Невада. Там же, в Андалузии, имеется небольшой массив Сьерра-Техеда (максимальная высота 2135 м), на северном склоне которого карообразные формы расположены в интервале 1960—2020 м, что отвечает положению снеговой линии на уровне около 2000 м. Эта величина близка к положению древней снеговой линии в центральной части полуострова. Наблюдаемое на небольшом расстоянии 400—500-метровое расхождение в положении снеговой линии объясняют новейшими движениями (Тролл; цит. по: Klebelsberg, 1948).

Впрочем, относительно упомянутых ниш в Сьерра-Техеда высказано также мнение, что они представляют собой карстовые формы, созданные при участии снежных скоплений («*prozos de nieve*»).

На севере Пиренейского полуострова мы также сталкиваемся с большими контрастами в положении древней снеговой линии. Так, если следовать с запада на восток вдоль северного, обращенного к морю, склона Кантабрийских гор, переходя затем на водораздел Пиренеев, то высота расположения снеговой линии эпохи вюрма будет изменяться следующим образом.

Орографическая единица	Высота древней снеговой линии, м
Убинья (2417 м)	1500
Пикос-де-Эуропа (2648 м)	1400—1500
Рейноса (2140 м)	1700
Вальнера (1707 м)	1350
Сьерра-де-Аральяр (1427 м)	1050 (?)
Пик Ани (2504 м)	1700—1800

Резкое снижение древней снеговой линии на стыке Кантабрийских гор и Пиренеев Б. Мессерли (Messerli, 1967) связывает с местными особенностями атмосферной циркуляции. Но климатическая причина различий представляется явно недостаточной. Если гипсометрическое положение древней снеговой линии реконструировано правильно, то оказывается, что она расположена заметно ниже, чем в самом дождливом месте Европы — в районе Которского залива (1300 м, см. табл. 5). Поэтому не исключено, что гипсометрическое положение гляциальных форм искажено относительным опусканием на стыке Кантабрийских гор и Пиренеев. Современные абсолютные высоты отражают распределение новейших движений по интенсивности.

Далее, аномально низкое положение вюрмской снеговой линии отмечено в горном массиве Леон — всего 900—950 м (Schmitz, 1969). Приводимые цифры тем более удивительны, что упомянутый массив, будучи отгороженным от Атлантики Галисийскими и Кантабрийскими горами, расположен в ветровой тени. Видимо, в этом случае мы вправе предполагать еще более значительное относительное тектоническое опускание, чем на стыке Кантабрийских гор с Пиренеями.

В прибрежных хребтах северо-восточного побережья Адриатики при прослеживании высоты нахождения древней снеговой линии в направлении на юго-восток от п-ова Истрия наблюдается ее снижение к Которскому заливу (табл. 4).

Низкое положение позднелейстоценовой снеговой линии в районе Которского залива Р. Клебельсберг называет «ошеломляющим». В массиве Орень ледники покрывали площадь более 100 км² и опускались до высоты 800 м — так же низко, как ныне в Северной Норвегии. В этом случае снижение высот расположе-

ТАБЛИЦА 4

Положение позднелайстоценовой снеговой линии
в некоторых районах Адриатического побережья (Klebensberg, 1949)

Горный район	Широта	Высота расположения древней снеговой линии, м
Велебит (1758 м)	44°20'	1500
Биоково (1762 м)	43°20'	1600
Орень (1895 м)	42°35'	1300
Ловчен (1749 м)	42°25'	1300
Горы Средней Албании	41°00'	1800—2000

ния древних каров, происходящее вопреки изменению географической широты, обусловлено, по-видимому, в первую очередь распределением атмосферных осадков во время максимума последнего оледенения. Очевидно, и тогда район Которского залива был самым дождливым местом в Европе.

Но следующий факт потребует для своего объяснения привлечения материалов по тектонике. В массиве Орень, удаленном от побережья на 60—65 км (43°30' с. ш.), древняя снеговая линия располагалась на высоте менее 1500 м, а по некоторым данным — даже на уровне около 1200 м. Концы ледников доходили до 250 м. В то же время в соседнем поднятии Чрваница, отделенном от Преня только долиной Неретвы, высота расположения снеговой линии принимается равной 1700 м, а в массивах Враница и Бьелашница — 1800 м. В морфологическом отношении все упомянутые поднятия аналогичны и представляют собой планины — закарстованные плосковершинные хребты. Поэтому весьма вероятно, что различия в гипсометрическом положении следов древнего оледенения могут быть вызваны тектоникой.

То же самое можно сказать и о районе, расположенном западнее Скопье, где на общем фоне выделяются два горных массива — Шар-Планина и Кораби. В их пределах снеговая линия реконструируется на высоте около 2300 м. В окрестных же горах (Баба-Планина, Якупица, Копанник) она всюду расположена на уровне 1900—2000 м (Messerli, 1967).

Перейдем к Малой Азии. В Северной Анатолии положение пустыющих каров совершенно не согласуется с распределением атмосферных осадков. На западе, в горах Улудаг, выпадает не более 2000 мм осадков в год. Снеговая линия последнего оледенения лежит здесь на уровне 2200—2300 м (Louis, 1944). Восточнее, в хребтах, обрамляющих юго-восточную часть Черного моря, годовая сумма осадков равна 3000 мм и более, а древняя снеговая линия нигде не опускается ниже 2500 м, местами достигает 2700 м, в Понтийских же горах юго-восточнее Трабзона она лежит на абсолютной высоте 3000—3100 м (Stratil-Sauer, 1961)! Такое

положение древней снеговой линии сохраняется при переходе от прибрежных хребтов в верховья Евфрата, в район с более сухим и континентальным климатом, где годовая сумма осадков составляет 500—1000 мм. Наблюдаемая аномалия — слишком высокое положение древней снеговой линии в Восточно-Понтийских горах — объясняется значительным послеледниковым поднятием (Stratil-Sauer, 1927; Louis, 1944).

Средиземноморье, как известно, характеризуется чрезвычайно сложной тектонической мозаикой и контрастными движениями разного знака. Неудивительно, что здесь отмечены также каровые аномалии, связанные с послеледниковым опусканием (может быть, абсолютным). Приведем два примера подобных отрицательных аномалий.

В массиве Зандасдаг, в восточной части средиземноморского побережья Турции, снеговая линия последнего оледенения реконструирована на высоте 2050—2100 м (de Planhol, 1956). Между тем в других прибрежных горах она нигде не опускается ниже 2230 м. Это обстоятельство дало повод П. Вольдштедту (Woldstedt, 1958) высказать предположение о том, что наблюдаемая аномалия связана с послеледниковым тектоническим опусканием (другие возможные варианты — стабильность Зандасдага на фоне общего послеледникового подъема или его менее значительное поднятие по сравнению с соседними хребтами).

Другой пример относится к Северной Африке. В Высоком Атласе снеговая линия последнего оледенения располагалась на отметках 3200—3500 м (Mensching, 1953; Raynal, 1956), но на склонах невысокого, едва достигающего 2300 м массивчика Джурджура, расположенного юго-восточнее г. Алжир, она находится поразительно низко — на высоте около 1900 м (!) (Barbier, Cailleux, 1950; Büdel, 1952). Точку зрения П. Вольдштедта (Woldstedt, 1958), который видел причину скачка в положении древней снеговой линии в климатических различиях, на наш взгляд, нельзя считать приемлемой. Вероятно, правильное искать объяснение Джурджурской аномалии в дифференцированных тектонических движениях послеледникового времени.

Явно аномальны по сравнению с соседними горами следы древнего оледенения в Копет-Даге, где вопросами палеогляциологии занимался Э. Д. Палиенко (1961). Этим автором описан комплекс ледниковых форм, представленный троговыми долинами, карами, бараньими лбами и моренами. Высочайшая точка советской части Копетдага — г. Реза — поднимается до 2942 м; кары отмечены и на более низких вершинах — Елли-Кая и Тагарек (высота последнего 2247 м). Древняя снеговая линия находилась, по данным Э. Д. Палиенко, на уровне 2000—2100 м.

Эти цифры могут заключать существенные погрешности, так как получены не путем непосредственных определений высот дниц каров, а определены вычитанием из положения теоретиче-

ской снеговой линии величины 1000 м (максимально возможная депрессия линии нулевого баланса твердых осадков). Однако в любом случае уровень древней снеговой линии в Копетдаге лежит намного ниже, чем в соседних горных районах. Ведь в Восточном Кавказе — в Зангезурском хребте — снеговая линия последнего оледенения находилась на высоте 3000—3100 м (Думитрашко, 1949; Маруашвили, 1956), а на Эльбурсе — на высоте 3300 м (Bobek, 1937). Расхождение равно около 1 км!

Э. Д. Палиенко (1961) относит развитие ледников в Копетдаге к эпохе максимального (днепровского) оледенения. В позднем плейстоцене Копетдаг был, очевидно, слишком низким для зарождения ледников. В Восточном Кавказе тектонические движения привели к тому, что следы максимального оледенения были полностью перекрыты во время последнего оледенения. Там — в условиях поднимающихся гор — уровень снеговой линии максимального оледенения оказался вовлеченным в поднятие по крайней мере до высоты позднеплейстоценовой снеговой линии или более. Это дает возможность оценить амплитуду положительных движений для Восточного Кавказа и Копетдага начиная со среднего плейстоцена. Ее минимальная величина равна около 1 км.

Ряд каровых аномалий на Памире описан Р. Д. Забировым (1955). Приведем наиболее характерные примеры. В западной части Шугнанского хребта, между пиком Рокшала и р. Немос, происходит резкое повышение древней снеговой линии на 250—300 м по сравнению с окружающими районами. В западной части Заалайского хребта амплитуда положения древней снеговой линии составляет 700 м. Наиболее высоко расположенные кары приурочены к самой приподнятой части хребта; к западу и востоку их днища располагаются на более низких гипсометрических отметках. Еще более велики различия в высоте нахождения древней снеговой линии на северном склоне Дарвазского хребта, где они достигают 1050 м.

Во всех этих случаях скачки в положении снеговой линии никак не увязываются с климатическими различиями, которые создают закономерный постепенный подъем современной снеговой линии с запада на восток. Остается связать отмеченные аномалии с дифференцированными новейшими движениями после отступления ледников последнего оледенения.

На Тянь-Шане явная аномалия в высоте пустующих каров наблюдается в восточной части северного склона хребта Кунгей-Алатау. Там, на междуречье Кольсай и Саты, днища каров расположены на высотах 3360—3500 м (в условиях северной экспозиции), в то время как западнее и восточнее днища каров находятся в высотном интервале 3060—3260 м. Разница в 250—300 м весьма существенна и не может быть связана ни с ошибками измерений, ни с климатическими различиями.

Единственное приемлемое объяснение состоит в том, что после максимума последнего оледенения междуречье Кольская и Саты было вовлечено в поднятие, величина которого относительно смежных участков северного склона Кунгей-Алатау составила 250—300 м.

Известно, что климатический минимум плейстоцена имел место 18—20 тыс. лет назад. В условиях Тянь-шанского высокогорья, где развитие оледенения поддерживалось тектоническим фактором, его деградация могла начаться позднее (см. параграф «Тектоника и метакронность...»). Но поскольку материалов, которые позволили бы судить о величине возможного сдвига, нет, мы будем использовать цифры, относящиеся к материковому оледенению. В таком случае средняя ежегодная величина относительного подъема междуречья Кольская и Саты составит 12.5—16.7 мм. Если же, следуя В. В. Попову и И. А. Резанову (1955), принять фоновую величину воздымания Кунгей-Алатау равной 0.5—5.0 мм/г., то скорость роста блока, к которому приурочены аномальные кары, составит в среднем не менее 13.0—21.7 мм/г.

Об энергичных неотектонических движениях этого участка свидетельствуют и другие признаки.

Во-первых, максимальная абсолютная высота в пределах каровой аномалии равна 3720 м, в то время как на соответствующем участке водораздела Кунгей-Алатау она составляет 3480 м. Блок, поднимающийся на северном склоне хребта, «обогнал» приводораздельную часть, от которой он отделен отчетливой перевальной седловиной.

Во-вторых, совершенно очевидно, что зона столь контрастных движений должна отличаться высокой сейсмичностью. И в самом деле — признаков катастрофических землетрясений здесь достаточно. Вблизи выпирающего блока долина Кольская в трех местах перегорожена обвалами, подпрудившими озера. Само название «Кольсай» переводится, как «долина с озерами», «озерная долина». Еще одно завальное озеро находится в бассейне Каинды — следующем на востоке после Саты.

Только что рассмотренный пример — поднимающийся блок — «obelisk».

Несколько иная картина обнаруживается при нанесении на график днищ пустых каров северной экспозиции, расположенных вдоль водораздельного гребня хр. Джанги-Джер (Тянь-Шань, бассейн р. Атбаши). В этом случае отчетливо вырисовывается перекошенный, асимметрично поднимающийся блок, интенсивность поднятия которого быстро растет к востоку (рис. 16).

Л. Н. Ивановский (1965) показал, что общее увеличение высоты каровых ступеней на Алтае к юго-востоку связано не только с увеличением континентальности, но и с усилением тектонических поднятий в том же направлении по сравнению с северными и центральными районами горной системы.

Аномальная изменчивость высоты нахождения позднеплейстоценовой снеговой линии наблюдается в хр. Сихотэ-Алинь. В средней его части (около 49° с. ш.) днища опустевших каров лежат на высотах 1400—1600 м (Чемяков, 1961), а на юге опускаются до уровня 1200—1300 м (Соловьев, 1961). Разница по широте составляет 5° . Существенных различий в количестве атмосферных

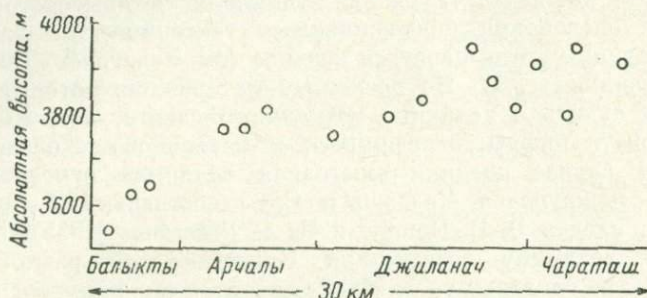


Рис. 16. Изменение высоты расположения дна каров северной экспозиции при движении с запада на восток в бассейнах рек на северном склоне хр. Джангиджер (Тянь-Шань).

осадков нет. Все это позволяет предположить дифференцированные послеледниковые движения с амплитудой не менее 250—300 м, т. е. примерно с теми же скоростями, которые установлены для Кунгей-Алатау на Тянь-Шане.

В заключение отметим, что, зная — на основании изучения каровых аномалий — амплитуду и скорость новейших движений, можно перейти к определению их градиента. А это очень важная характеристика, используемая для определения максимальной силы возможных землетрясений (Гзовский, 1963, и др.).

Влияние тектоники на положение нижней границы оледенения. Тектоническое наложение морен

Этот вопрос можно рассматривать, сопоставляя морены разных ледниковых эпох, а также анализируя стадияльные морены последнего оледенения. Начнем с сопоставления морен разновозрастных оледенений.

При некоторых условиях может случиться так, что морены более слабого позднейшего оледенения достигнут наиболее низких гипсометрических отметок — произойдет своего рода инверсия морен (инверсия в масштабе оледенений).

На Тянь-Шане, поднимаясь вверх по долине, можно встретить, как правило, моренный рельеф только последнего — позднеплейстоценового — оледенения. Ниже предела его распространения

обычно следует типично эрозионный участок долины. Лишь после ознакомления с обширной территорией удалось обнаружить в отдельных случаях наложение позднеплейстоценовых морен на гораздо хуже сохранившиеся морены предпоследнего оледенения. Причина — энергичное поднятие гор, благодаря которому старые морены оказались вовлеченными в область развития позднеплейстоценовых ледников. Примечательно, что морены предпоследнего оледенения приурочены, как правило, к участкам относительного погружения — к периферийным частям внутригорных впадин (Конорулен-Алабацкая и Арпинская) или к крупным продольным субширотно ориентированным долинам (Бурхан). Ясно, что в зоне относительного погружения, где исключается энергичная эрозионная деятельность, имеются предпосылки для сохранения древнеморенного рельефа.

Сведения, относящиеся к Памиру, сообщает Л. Ф. Сидоров (1965). Он пишет, что во внутренних частях Памирского нагорья наблюдается определенная закономерность в расположении разновозрастных морен. Основные долины заполнены моренами, датированными средним плейстоценом. Стадиальные же гряды позднеплейстоценовых морен обычно не выходят за пределы устьев долин второго порядка. На основании такого соотношения сделан вывод об определенной направленности климатических изменений — уменьшении атмосферного увлажнения после эпохи максимального оледенения.

Однако эта закономерность сохраняется не везде. Позднеплейстоценовые ледники в долинах Шегембета и Тамды — левых притоков Аличура — достигали таких же размеров, что и в среднеплейстоценовое время. Очевидно, что их области питания были примерно в таком же положении по отношению к сместившейся вверх снеговой линии, как и в среднеплейстоценовое время при более низком ее абсолютном уровне. Очевидно, верховья долин испытали поднятие в межледниковое время, — делает вывод Л. Ф. Сидоров. Величина этого поднятия определится как разность депрессии снеговой линии во время максимального оледенения (1000—1500 м) и в позднеплейстоценовое время (400—500 м). Его минимальное значение составит 500—600 м.

Проблема тектонического наложения морен (имеется в виду полное перекрытие более старой морены) тесно переплетается с проблемой количества оледенений. Действительно, часто бывает трудно решить, рассматривая, предположим, хребет со следами одного оледенения, поднялся ли он до уровня нулевого баланса твердых осадков только к моменту последнего материкового оледенения или следы более древнего оледенения полностью перекрыты молодыми моренами. И в том и в другом случаях позднеплейстоценовый тектонический режим характеризуется энергичными движениями положительного знака.

Теперь перейдем к последнему оледенению.

Прежде чем говорить о влиянии тектонических причин на особенности взаимного расположения и количество конечных морен, возникших в процессе сокращения последнего оледенения, отметим основную характерную особенность эволюции ледников после наиболее благоприятного для их развития состояния климата в позднем плейстоцене. Эта особенность заключается в направленно-ритмическом характере происходивших изменений. Ритмика динамики ледников связана с многовековыми ритмами колебания увлажненности материков северного полушария, имевшими продолжительность 1800—2000 лет. Эту общую закономерность показал на основе огромного фактического материала А. В. Шнитников (1957). Сокращение ледников прерывалось временными непродолжительными надвиганиями и стационарным состоянием, в результате чего происходило формирование гряд стадияльных конечных морен. Всего, согласно схеме А. В. Шнитникова, таких стадияльных морен (включая морену максимума оледенения) должно быть 8. После максимальной стадии нумерация идет от I до VII. Но полная серия морен наблюдается далеко не всегда. Это может быть связано с целым рядом причин.

Во-первых, моренный ряд может быть как бы незаконченным. Такая ситуация возможна в тех случаях, когда тот или иной хребет или часть его из-за недостаточной абсолютной высоты освобождается от ледников раньше, чем соседние более высокие хребты. Последние стадии оледенения в низком хребте морфологически не проявляются; серия морен остается незавершенной (Шнитников, 1964).

Во-вторых, отложенная морена позднее может быть уничтожена денудацией.

В-третьих, «выпадение» стадияльных морен может быть связано с необратимостью развития процессов деградации ледников в отдельные моменты их эволюции. М. В. Тронов (1956) указывает, что при известных условиях в ходе ликвидации подпруживания разрушение ледников может быть настолько интенсивным и энергичным, что даже временное опускание снеговой линии не в состоянии вызвать их стабилизации или наступания.

Эффектные примеры такого рода приводятся для Алтая. Во многих крупных долинах этой горной системы отчетливо прослеживается серия из 8 стадияльных морен — от максимума последнего оледенения до молодых морен середины прошлого века. В этом находит отражение некая общность эволюции горных ледников северного полушария, отмеченная А. В. Шнитниковым. Но в долинах, спускающихся с северного склона главного Чуйского хребта, закономерное расположение моренных гряд совершенно нарушается, часть морен выпадает.

Совершенно ясно, что предположение о каком-то особом ходе климатических изменений в этой части Алтая не имеет оснований. Зато, согласно определениям Л. Н. Ивановского, мощность древ-

них ледников по профилям подпруживания была весьма велика — до 350 м в бассейне р. Елангаш. В подобных случаях в ходе сокращения оледенения происходило безостановочное разрушение ранее подпруженных ледников, при котором временные стадильные снижения снеговой линии были не в состоянии «догнать» быстро опускающуюся ледниковую поверхность, «остановить» отступающий ледник и обусловить возникновение стадильных морен. М. В. Тронов (1954) отмечает, что подобный ход событий «демонстрирует не какие-либо исключительные, но, наоборот, типичные условия большой силы влияния специфических особенностей подпруженных ледников на исторический ход ледниковых событий» (с. 180).

В-четвертых, возможно появление «лишних» морен в связи с катастрофическими подвижками так называемых пульсирующих ледников, о которых довольно много пишут в последние годы. Такие подвижки не имеют никакой связи с климатическими изменениями, но их рельефообразующий эффект может оказаться соизмеримым со стадильными подвижками.

Наконец, в-пятых, иной раз сложно отличить морены, оставленные в ходе многовековой динамики (стадильные), от внутривековых (фазовых) морен, связанных с менее продолжительными ритмами. В этом случае также могут появиться «лишние» морены.

Возможность выпадения стадильных морен из-за разрушительных экзогенных процессов, а также из-за особенностей саморазвития ледников учитывается А. В. Шнитниковым (1964). Он считает, что в таких случаях положение недостающих морен может быть определено на основе общей схемы, а также путем сравнения с нормальными долинами и применения метода интерполяции или экстраполяции. Неполные серии морен могут восстанавливаться. Изменение в весьма широких пределах амплитуды между максимальной и последней стадиями ставится в связь с климатическими различиями (Шнитников, 1963).

Итак, мы видим, что климат признается главной причиной изменения состояния горных ледников после максимума позднелейстоценового оледенения, что влияние тектоники на особенности моренных рядов, на расположение стадильных морен никоим образом не учитывается (исключая те случаи, когда тектоника опосредствованно влияет на особенности эволюции оледенения через форму ледникового вместилища). Изложенная выше схема динамики оледенения на нисходящем этапе его развития (со сделанными оговорками) безукоризненна лишь для условий тектонического покоя.

Между тем направленная и ритмическая климатическая составляющая динамики оледенения накладывается на тектоническую. Конечно, в очень многих случаях явно доминирует климатический фактор и при слабом или умеренном тектоническом подъеме (опускании) без рывков изложенная схема продолжает

оставаться справедливой. Решающее влияние тектоники на динамику ледников после климатического пика позднеплейстоценового оледенения возможно лишь при весьма значительных скоростях движений, заметно превышающих фоновую величину. Но такие случаи вполне реальны.

Тектонический подъем может привести к тому, что старые морены будут отчасти (или даже целиком) перекрыты более молодыми. Это допустимо также и в масштабах 1800—2000-летнего ритма. В итоге в районе с разной интенсивностью вертикальных движений разными будут особенности распространения древне-моренного рельефа. Сильно могут различаться такие характеристики древнего оледенения, как депрессия нижней границы ледниковых языков, количество стадияльных конечноморенных гряд, прирост площади ледников при их максимальном продвижении и т. п. При неучете тектонических движений все это создает ложную картину климатических «различий» в особенностях динамики оледенения.

Тектонически обусловленные сокращенные серии стадияльных морен известны на севере Памира и в Заалайском хребте. Эти неполные ряды анализируются Е. В. Максимовым (1969), который делает попытку количественно оценить скорости положительных движений в голоцене. Существо вопроса заключается в следующем.

На северном склоне Заалайского хребта, в долине р. Джанай-Дартак, полузасыпанный моренным материалом конец ледника Корженевского надвинут на морену IV стадии. Аналогична картина в пределах бассейна Булаксу — современная конечная морена покрывает задернованную морену IV стадии. На севере Памира — то же самое, что следует также из материалов А. К. Трофимова (1969). На южном же склоне соседнего Алайского хребта четко выражено 8 стадияльных морен.

Отмеченные особенности моренных рядов позволили Е. В. Максиму прийти к следующим выводам относительно тектонического развития рассматриваемого региона в новейшее время. На Северном Памире и в Заалае подъем снеговой линии после IV стадии оледенения полностью компенсировался тектоническим поднятием. Состояние оледенения в целом для этого отрезка времени было близко к стабильному. В Алайском же хребте движения положительного знака не были настолько сильными, чтобы нарушить специфику ритмично-направленного сокращения оледенения, обусловленную климатом.

На северо-западном Памире тектоническое наложение морен наблюдается в бассейнах Обихингоу и Муксу — по обе стороны от хр. Петра Первого. После деградации крупных потоков льда, которые заполняли названные долины, произошло надвигание боковых ледников со склонов хр. Петра Первого. Их морены накладываются на морены главных ледников, а также на флювиогля-

диальные и озерные отложения. Последнее обстоятельство говорит о том, что наступание боковых ледников было вызвано не устранением подпора со стороны языков долинных ледников, а произошло длительное время спустя. К. К. Марков (1936) пришел к выводу, что причина активизации боковых ледников заключается в местном поднятии части хр. Петра Первого; это мнение разделяется и Р. Д. Забировым (1955).

Материалы, относящиеся к Восточному Памиру, позволяют сделать предположение, что там максимум последнего оледенения был в большей степени сдвинут к границе позднего плейстоцена и голоцена. Об этом свидетельствует геоморфологическая привязка знаменитой среднепалеолитической стоянки Опхона в верховьях р. Уйсу (бассейн Маркансу). Археологический памятник, абсолютный возраст которого определен в 9530 ± 130 лет, расположен на поверхности единственной террасы, относительная высота которой меняется от 1 до 4 м. Терраса коррелируется с мореной, фиксирующей максимальное продвижение ледника в пределах эрозионного вреза. То же самое наблюдается и в других долинах, в частности в долине ледника Октябрьского (рис. 17).

Во всех долинах ниже конца современных ледников расположены всего 2—3 моренные дуги; внешняя граница моренного комплекса удалена от концов ледниковых языков максимум на 3—4 км. Вероятно, это можно объяснить тем, что неблагоприятные для развития оледенения климатические сдвиги в конце позднего плейстоцена и в голоцене были в значительной степени компенсированы тектоническим поднятием, благодаря чему размеры ледников изменились незначительно.

Малая разница между размерами современных и позднеплейстоценовых ледников характерна не только для указанных пунктов Восточного Памира, она отмечена в пределах гораздо более

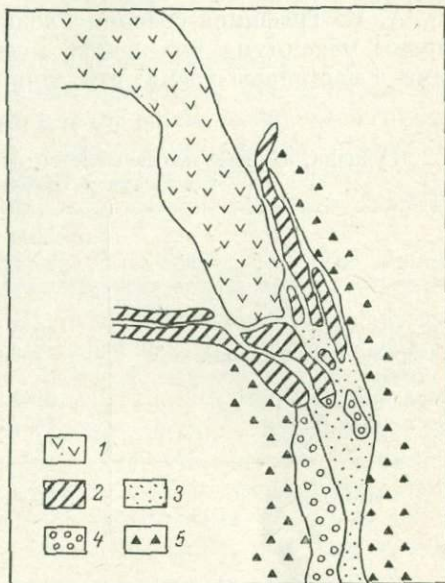


Рис. 17. Геоморфологическая схема низовьев ледника Октябрьского (Памир) (по А. К. Трофимову, 1969, с упрощениями).

1 — ледник; 2 — голоценовые морены; 3 — пойменные отложения (голоцен); 4 — первая надпойменная терраса (голоцен); 5 — среднеплейстоценовая морена.

обширного региона. В Гиссарском хребте и в Гиссаро-Алае морены максимальной стадии позднеплейстоценового оледенения отстоят от концов современных ледников всего на 3—6 км, иногда на 2 км (!), а количество стадияльных моренных гряд равно двум-трем. В Алайском хребте выделяется бассейн р. Сары-Кой, в верховьях которого позднеплейстоценовая морена полностью перекрыта голоценовой (Чедия, 1971).

А. К. Трофимов сравнил площади, бывшие под ледниками во время максимума позднеплейстоценового оледенения и занятые ими в настоящее время; эти данные приводятся в табл. 5.

ТАБЛИЦА 5

Площади, занятые позднеплейстоценовыми и современными ледниками (по Чедия и Трофимову, 1965), км²

Район	Площадь современного оледенения	Площадь оледенения в позднем плейстоцене
Гиссаро-Алай	1055.3 (80.6%)	1231.4 (100%)
Северный склон Заалайского хребта	738.0 (96.6%)	764.1 (100%)
Западный Памир	6109.6 (89.2%)	6851.0 (100%)
Восточный Памир	1453.5 (95.0%)	1530.0 (100%)
Итого	9356.3 (90%)	10 358.0 (100%)

Таким образом, превышение площади, находившейся под позднеплейстоценовыми ледниками, по отношению к площади, находящейся под современными ледниками, составляет всего 5—20%. Чрезвычайно скудное развитие позднеплейстоценовых морен на Памире и в Гиссаро-Алае А. К. Трофимов (1962) объясняет господством сухого континентального климата.

Для Восточного Памира такое объяснение звучит достаточно убедительно, но оно вряд ли может быть безоговорочно принято для выдвинутой далеко на запад системы Гиссаро-Алая (хребты Туркестанский, Зеравшанский, Гиссарский, западная часть Алайского хребта), где современное количество осадков в зоне питания ледников достигает 2000 мм/г. Уместно вспомнить, что малое количество стадияльных морен в этом регионе и их сближенность Е. В. Максимов связывает с положительными движениями и что такое объяснение звучит в унисон с археологическими и геоботаническими данными, которые используются сторонниками быстрых новейших движений на Памире (Ранов, Сидоров, 1960; Станюкович, 1965).

Очень большой разницей в положении границы плейстоценовых ледников наблюдается в пределах горного обрамления Тарим-

ской впадины. Вряд ли разноречивость суждений может быть связана с недостаточной геоморфологической изученностью — в последние годы в этом отношении достигнут значительный прогресс. Э. М. Мурзаев (1964) называет следующие обстоятельства, усложняющие диагностику следов деятельности ледников в этом районе.

1. Энергичность процессов выветривания и денудации.

2. Большое внешнее сходство моренного материала и отложенных селевых выносов.

3. Погрешности в гипсометрических определениях.

Отдавая должное перечисленным факторам, мы должны тем не менее отметить, что в условиях центральноазиатской аридности древний моренный рельеф обнаруживает обычно весьма хорошую сохранность. Видимо, очень существенную, вероятно, ведущую роль в непостоянстве границы древних ледников играет тектоника.

В пределах горного обрамления Таримского бассейна явная аномалия в расположении следов древнего оледенения обнаруживается в горах Каратеке. В этом коротком хребте, не таком уж высоком по центральноазиатским масштабам (максимальная высота достигает здесь 4049 м), следы древнего оледенения на северном склоне были прослежены до высоты 1800 м, на южном — до высоты 2200 м (Gröber, 1914). Позднейшие исследования подтвердили эти наблюдения, что отмечено в обзорной работе Е. И. Селиванова (1959). Однако данные по Каратеке совершенно не согласуются с абсолютными высотами нижней границы древних морен в горах, окаймляющих Таримскую впадину (Мурзаев, 1964).

Коктун (северная экспозиция)	3600—3700 м
Майдантаг » »	3200 м
Ирен—Хабирга » »	3400—3700 м
Богдошань » »	2150—3075 м
Баркультаг » »	2340—2800 м
Гурван—Богдо (южная экспозиция)	2340—3210 м
Музарт » »	1900—2500 м
Долины северного склона Куэнь-Луня	2000—4000 м

Из приведенных материалов видно, что лишь два района могут соперничать с хребтом Каратеке — Музарт и отдельные участки Куэнь-Луня. Что касается Музарта, то есть данные о еще более низком положении морен — согласно Б. А. Федоровичу и Ян Тин-сяню (1960), граница древнейшей морены расположена на 1950 м, а в соседних долинах даже на высоте до 1500 м. Нельзя забывать, однако, что древние ледники Музарта питались фирновыми полями, расположенными на склонах массива Хан-Тенгри; современные абсолютные высоты там почти на 3000 м превосходят высоту Каратеке. Столь же значительна гипсометрическая разница гребня Каратеке и водораздела Куэнь-Луня.

Низкое положение морен в Каратеке можно, на наш взгляд, связать с особенностями тектонического развития территории. Возможно, что указанный хребет в плейстоцене на фоне общего повсеместного и значительного (а также дифференцированного) поднятия оставался в состоянии, близком к стабильному. Все остальное горное обрамление поднималось, в этом воздымании участвовали склоны, несущие моренный покров. Морены вовлекались в подъем, их первоначальное гипсометрическое положение было в значительной степени искажено. В пользу точки зрения о значительном отставании Каратеке от роста горного обрамления Таримского бассейна говорит его обособленное, выдвинутое в сторону впадины положение, приуроченность к зоне, переходной между поднимающимися горами и относительно опускающимся днищем впадины.

Более того, вполне допустимо, что Каратеке испытывал в плейстоцене и абсолютное опускание, будучи вовлеченным в движения Таримской впадины. О возможности именно такой направленности движений пишет Б. А. Федорович. По его мнению, некоторые окраинные хребты Южного Тянь-Шаня «имели общую историю с основными цепями ... в палеозое и мезозое, но не испытали того поднятия, которое создало современные высокогорья Тянь-Шаня, и частично оказались захвачены опусканием Таримской впадины» (Федорович, 1966, с. 58; разрядка моя, — Л. Б.). В качестве опускающегося окраинного хребта Б. А. Федорович называет горы Калпинтаг, расположенные вблизи Каратеке.

Сведения о наложении стадийных морен последнего оледенения имеются и для Алтая. Там эти явления особенно отчетливо выражены на северном склоне горного узла Биш-Ирду, в частности в долине Актру (Ивановский, 1962б). В этой долине морены XVII—XIX веков надвинуты на морену предыдущей стадии.

Большие контрасты в депрессиях нижней границы оледенения — разности между предельным распространением древних и современных ледников — наблюдаются на южном склоне Гималаев. В. М. Спицын (1958) указывает следующие значения депрессии концов ледников: 800 м в Ассамских Гималаях, около 1000 м в Непале и 300—400 м в Пенджабских Гималаях. В том же направлении — на запад — уменьшается количество атмосферных осадков и поднимается современная снеговая линия. Изменение депрессии нижней границы ледников отвечает известному правилу, гласящему, что в ледниковую эпоху климатические контрасты были выражены более отчетливо.

Однако многие факты не укладываются в общую закономерность. Так, наиболее низко расположенные морены обнаружены не в Ассамских Гималаях, как следовало бы ожидать, а в окрестностях Катманду, на абсолютной высоте около 2020 м (Heuber-

ger, 1956). Г. Хойбергер, отметивший эту аномалию, был склонен объяснить ее тектоническими причинами — опусканием района Катманду. Вероятно, в данном случае можно говорить только об относительном опускании окрестностей столицы Непала, которые на общем фоне растущих Гималаев поднимались очень медленно или сохраняли со времен максимума последнего оледенения стабильное состояние.

Очень малые значения депрессии концов древних ледников наблюдаются на склонах крупных вершин Центральной Азии — Музтаг-Ата в Восточном Памире, Миньяк-Ганкар (Восточный Тибет), Нанга-Парбат (западная оконечность Гималаев). Высота последней превосходит 8 тыс. м. Все три массива обладают мощным современным оледенением и находятся в условиях достаточно обильного питания твердыми осадками. Однако величина депрессии древней снеговой линии, определенная с учетом нижней границы древних морен, оказывается очень небольшой, для Миньяк-Ганкар, например, около 100—250 м. Разница в положении современных и древних ледников оказывается почти такой же, как для кавказских ледников середины прошлого столетия и современных. Ледник Ракхиот (современная длина 15 км) в эпоху максимума оледенения был длиннее всего на 8 км.

Что касается вершины Музтаг-Ата, то К. И. Богданович (1892) отмечал, что древние морены спускаются там не ниже современных.

Наблюдаемые аномалии, совершенно не согласующиеся с климатическими закономерностями, могут быть объяснены единственной причиной — новейшими поднятиями, в ходе которых произошло выпадение части стадияльных морен и следы древнего оледенения оказались на высотах, близких к концам современных ледников (Марков, 1942).

О поднятии массива Миньяк-Ганкар свидетельствуют не только факты палеогляциологического характера. Указывают на это значительный (до 110 м) врез рек в новейшую флювиогляциальную толщу и смешанный характер флоры. Теплолюбивые виды увлекаются поднятием вверх и в известной степени приспособляются, альпийские виды «идут» им навстречу (Heim, 1936). Есть и фаунистические признаки поднятия. В Гималаях и в Тибете кости современных слонов и носорогов обнаруживаются на высотах до 4500 м; в условиях господствующего там сурового климата эти животные не могли бы существовать. Находки такого рода рассматриваются как доказательство сильного позднеплейстоценового подъема (Бурранд; цит. по: Нехорошев, 1960).

В Куэнь-Луэ следы древнего оледенения также выражены очень скудно, что отмечал еще Г. И. Соболевский (1919). Это подтверждается и более поздними исследованиями. Так, Н. А. Белявский (1948) указывает, что в некоторых долинах морены представлены всего двумя-тремя сближенными концентриче-

скими валами. Выше подобные примеры расценивались как свидетельство энергичного подъема.

В Андах Патагонии следы древнего оледенения развиты чрезвычайно широко. Они не соответствуют, по мнению некоторых авторов, возможностям современного рельефа. А. Гейма (Heim, 1951) поразила громадная разница между концами современных ледников и границей плейстоценового оледенения. Конечно, в условиях морского холодного климата контрасты современных и древних ледников всегда велики. Однако имеются другие факты, которые требуют особого толкования.

1. Наблюдающиеся в зоне малых высот меридионально ориентированные проливы — затопленные долины, которые не могли быть связаны с ледниковой эрозией, ибо ориентированы поперек направления движения льда. А. Гейм полагает, что эти долины были созданы межледниковой эрозией рек. Поскольку межледниковья характеризуются развитием гидрократических трансгрессий Мирового океана, наблюдаемые факты должны свидетельствовать в пользу тектонического опускания.

2. Чрезмерное переуглубление внутренних частей многих фиордов по сравнению с их приустьевыми частями. Так, глубина прол. Бакер достигает 1400 м.

3. Интенсивная регрессивная эрозия рек тихоокеанского склона Анд, которые перехватывают верховья рек атлантического бассейна. Водораздел значительно сместился на восток и более не совпадает с линией максимальных высот гребня хребта.

4. Факты, свидетельствующие о современном тектоническом погружении. На берегах озер Сан-Рафаэль и Эстуарио Элефантес (46—47° ю. ш.) затоплен лес.

А. Гейм считает, что все это связано с общим тектоническим опусканием (преимущественно тихоокеанского склона и побережья). В раннем плейстоцене Анды Патагонии были, по его мнению, выше на 1000 м.

Иная картина наблюдается в более северных районах Чили, а также в Перу и в Боливии. Там предельная граница древних морен и современные морены сближены, а морены, относимые к раннеплейстоценовому времени, отсутствуют. Это обстоятельство — в совокупности с другими признаками — позволяет Гейму сделать вывод о поднятии указанных территорий в течение плейстоцена по крайней мере на 1000—1500 м. По его мнению, в раннем плейстоцене эта часть Анд была или совсем лишена оледенения (горы не были достаточно высоки), или ледники были невелики по размерам.

Поистине парадоксальная ситуация наблюдается в перуанских Андах. Ч. Клэппертон (Clapperton, 1972) отмечает там 4 генерации морен (табл. 6).

Из табл. 6 видно, что в ходе сокращения последнего оледенения произошла инверсия соотношения морен двух горных хреб-

ТАБЛИЦА 6

Абсолютные высоты расположения стадияльных морен
в перуанских Андах (Clapperton, 1972)

Возраст морены	Кордильера Бланка	Кордильера де-Раура	
		СВ	ЮЗ
Поздний вюрм	3000	3800	3950
4—5 тыс. лет	4050	4150	4150
1750—1800 гг.	4450	4200	4250
Около 1870 г.	4750	4250	4350

тов — предельные следы развития ледников наиболее низко опущены в кордильере Бланка, а у морен исторического времени наблюдается обратная картина. В кордильере де-Раура морены располагаются внутри гораздо более узкого высотного интервала и сближены.

Вряд ли инверсия может быть обусловлена особенностями разрушения ледников в связи с ликвидацией подпруживания, так как приводимые цифры — средние, полученные для многих долин. Нет также особых оснований предполагать «климатическую инверсию». Возникновение наблюдаемого соотношения морен возможно при подъеме кордильеры де-Раура со времени максимума позднеплейстоценового оледенения на величину, близкую к 1 км, а может быть и более значительную.

Подведем некоторые итоги, условившись, что морфологические особенности долин исключают заметное влияние процессов подпруживания на эволюцию ледников. В таком случае при состоянии, близком к тектоническому покою (подъем уравнивается денудацией), формируется не искаженный моренный ряд, обусловленный исключительно климатической изменчивостью (совпадение со схемой А. В. Шнитникова).

Тектонический подъем, относящийся ко времени после максимума оледенения, укорачивает длину ряда («сближенный ряд»). При достаточной интенсивности поднятия происходит сгущение морен, а затем и тектоническое их наложение. При этом часть морен выпадает из ряда («укороченный ряд»). В качестве экстремального случая можно указать на полное исчезновение ряда (см. параграф «Голоценовые максимумы...»).

Наконец, максимальный темп деградации оледенения и наибольшее расстояние между стадияльными моренами горных ледников будут наблюдаться, когда направленное ухудшение климата совпадает с тектоническим опусканием («растянутый ряд»). Приведенные примеры показывают, что это возможно не только теоретически.

Интересно, что в некоторых случаях именно отсутствие аномалий в расположении форм гляциального рельефа привлекается для доказательства проявления послеледниковых тектонических деформаций. Так, согласно данным Е. Я. Ранцман (1959), на северном склоне Терской-Алатау (Северный Тянь-Шань) граница расположения конечных морен, отвечающих максимуму последнего оледенения, проходит в среднем на одной и той же абсолютной высоте, несмотря на значительные климатические контрасты между западной и восточной частями Иссык-Кульского бассейна и на более значительную высоту водораздельного гребня в центральной части хребта по сравнению с западной. Такое состояние Е. Я. Ранцман находит «противоестественным» и для его объяснения привлекает наряду с особенностями рельефа также и тектонический фактор. Дело в том, что в западной части Терской-Алатау языки древних ледников выходили в Конорулен-Алабашскую впадину — структуру, испытывающую относительное погружение. В восточной же части хребта расчленяющие его северный склон троговые долины оказались в зоне интенсивного поднятия. В итоге тектоника в значительной степени сравняла первоначальные различия в гипсометрическом положении нижних концов морен.

Такое объяснение представляется очень правдоподобным и логичным, соответствующим особенностям распределения новейших движений разного знака в Терской-Алатау. Следует, однако, отметить еще две причины иного рода, благодаря которым в указанном районе не наблюдается больших различий в положении нижней границы позднеплейстоценового моренного рельефа: во-первых, в более аридной западной части иссык-кульского бассейна аккумулятивные ледниковые формы у нижней границы их распространения в гораздо меньшей степени подвержены разрушительному воздействию денудационных процессов; во-вторых, согласно новым представлениям, распределение осадков в зоне питания ледников Терской-Алатау совершенно иное, чем «внизу», в пределах приозерной равнины, обрамляющей Иссык-Куль. А. Н. Кренке (1973) считает, что в пригребневой части Терской-Алатау количество осадков возрастает к западу. Если эта особенность сохранялась в ледниковую эпоху, то нет оснований ожидать больших различий в положении ледниковых языков, которые можно было бы предположить, исходя из климатических контрастов приозерной равнины.

Реконструкция гор, погружившихся ниже уровня моря, с помощью гляциальных отложений

Возможны и такие уникальные случаи, когда положение областей питания древних ледников, оказавшихся впоследствии в сфере исключительно интенсивных движений отрицатель-

ного знака и буквально исчезнувших с лица Земли, может быть определено по расположению и характеру ледниковых отложений.

Первый пример такого рода относится к южному полушарию. Приведем выдержку из монографии Р. Флинта: «Особой проблемой является оледенение острова Макуори, расположенного южнее Новой Зеландии. Окруженный глубоким океаном, этот остров (230 кв. км, высота 430 м) был полностью покрыт льдом. Штрихи и руководящие валуны свидетельствуют, однако, о том, что древний ледник не растекался из центра на острове, а пересекал его, двигаясь с запада, где теперь обнаружены большие глубины. Обломки пород не только были перенесены на восточный берег из обнажений, находящихся на западном побережье, но и были подняты по вертикали на 363 м. Следовательно, ледник должен был иметь большие размеры. Современный остров считается остаточным горстовым массивом, сохранившимся после последнего опускания по сбросам суши, основная часть которой теперь исчезла» (1963, с. 445). Очень впечатляет наличие на о. Макуори большого количества гранитных валунов при полном отсутствии их коренных выходов на территории острова (Гиллули, 1957).

Другой — менее убедительный — пример относится к территории СССР. Существует мнение, что в плиоцене южнее Крымской Яйлы существовали высокие горы, покрытые ледниками. Позднее эта суша погрузилась под уровень моря. С оледенением связывают галечники Предгорного и Степного Крыма (их считают флювиогляциальными), фациально переходящие в морские отложения с куяльницкой (верхний плиоцен) фауной, а также глинистый материал, забивающий карстовые полости. Древнее оледенение не оставило валунного материала, так как области развития ледников были сложены сильно перемятой таврической свитой — глинистыми сланцами, чрезвычайно податливыми к выветриванию и денудации. Прежде поверхность Яйлы была целиком перекрыта перетертой донной мореной, которая постепенно была смыта; покрытый карст был преобразован в открытый («последнеледниковая реставрация карста»); чехол наносов сохранился только в отрицательных формах рельефа (Ковалевский, 1966).

Мнение о плиоценовом оледенении Крыма ранее высказывалось и другими авторами (Дзенс-Литовский, 1951; Негребецкий, Семихатова, 1957, и др.). С нашей точки зрения, все упомянутые работы свидетельствуют скорее о теоретической возможности развития ледников в пределах гор, находившихся к югу от Яйлы. Явных следов оледенения в сущности нигде нет. Ни одна из работ не содержит серьезной аргументации флювиогляциального генезиса галечников. И галечники, и материал, забивающий карстовые полости, могут иметь аллювиально-пролювиальный или селевый генезис.

Аккумуляция флювиогляциального материала, обусловленная тектоникой

Нередко следы ледникового аккумулятивного рельефа на участках относительного погружения бывают уничтожены вследствие очень интенсивного накопления пролювиально-аллювиальных отложений. В таких случаях только наиболее приподнятые участки стадияльных моренных гряд выступают, как острова, над уровнем плоской каменистой поймы.

Подобную картину можно наблюдать в долинах, расчленяющих южный склон массива Акшийрак, где их преграждает тектонический барьер — блок карбоновых известняков, формирующий водораздел Ак-Таша и Чолоккапчигая. Величина послеледниковой аккумуляции выше поднимающегося порога измеряется десятками метров и обломочный материал буквально «затопляет» морены (Бондарев, 1964).

На Тянь-Шане то же самое происходило в послеледниковое время в крупных продольных долинах, приуроченных к синклинальным прогибам (Иньльчек, Карасай, Аксай). В частности, иньльчекская зона относительного погружения выклинивается в районе впадения Уч-Куля и Коянды в Сарыджаз; ниже этого участка начинается типичное antecedentное ущелье, а выше, на протяжении около 5 км по левобережью, прослеживается толща озерных суглинков мощностью в несколько десятков метров, фациально переходящая в морену, отложенную в водной среде, с признаками неясной слоистости. На наш взгляд, наиболее вероятной причиной существования озерного водоема нужно считать поднятие тектонического порога, которое на определенном отрезке истории не могло быть компенсировано эрозией. С этой причиной и связана аккумуляция на всем протяжении долины Иньльчека, вплоть до современной пригляциальной зоны.

Аллювиальная послеледниковая толща представлена в этой долине серией аккумулятивных террас, ширина которых достигает 3—4 км. Террасы полностью погребают моренный рельеф дна долины на всем ее протяжении. Только наиболее возвышенные части молодой моренной гряды, удаленной от современного конца языка ледника Южный Иньльчек не более чем на 1—2 км, выступают над аккумулятивной поверхностью. Они производят впечатление островов, погруженных в толщу современного аллювия, буквально затопившего долину Иньльчека. Своеобразный облик этого участка хорошо передает схема (рис. 18), составленная по фотографии, приложенной к статье В. Д. Нотарова (1935).

Аналогичную картину можно наблюдать в восточной части Алайской долины, где лишь изредка полупогруженные моренные холмы выступают над плоской аллювиальной поверхностью (Сапов, 1969; Максимов, 1969). Общая мощность плейстоценовой

толщи аллювиальных, пролювиальных, моренных и флювиогляциальных отложений превышает там 200 м (Леонов, 1961).

Итак, мы видим, что на участках быстрого тектонического опускания аккумулятивный моренный рельеф может быть «затоп-

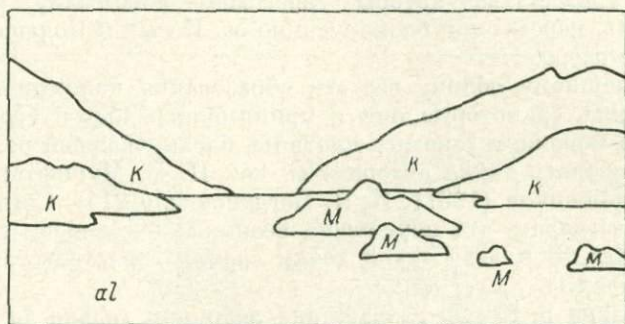


Рис. 18. Древняя конечная морена ледника Иныльчек, «полузатопленная» аллювием (схема по фотографии С. Шиманского в статье В. Д. Нотарова, 1935).

М — морена; К — склоны, сложенные коренными породами, с тонким моренным чехлом в нижних частях.

лен» обломочным материалом. Энергичное погружение, равно как и поднятие, сокращает число стадияльных конечных морен. Противоположности имеют одно следствие.

Псевдогляциальные формы рельефа, формирующиеся при участии эндогенных сил

В горных условиях при участии эндогенных сил часто возникают формы рельефа, внешне трудно отличимые от ледниковых.

Гравитационные обвалы сейсмогенного происхождения часто создают на дне долин перемычки с бугристо-западинной поверхностью, очень похожие на гряды стадияльных конечных морен. По прошествии известного времени, когда денудация в значительной степени сгладит следы движения обвальной массы по склону, довольно трудно установить генезис такой формы рельефа. Такие псевдоморены могут быть встречены буквально в любой горной системе.

Известны и иные, более сложные способы возникновения поперечных перемычек в долинах. Так, в Заилийском Алатау они подчас образуются в результате крупных блоковых оползней скальных склонов. В долину перемещается очень крупный (1×1 км и больше) структурный блок, создающий преграду на

пути потока. Перемещение блоков обусловлено сейсмической активностью при определенном участии гравитационных процессов. Возникшие формы рельефа рассматриваются как переходные от тектонических к гравитационным экзогенным образованиям (Куликовский, Эйдинов, 1970). В качестве примеров в Заилийском Алатау упомянутые авторы указывают перемычку в долине р. Тургенъ, перемычки, блокирующие оз. Иссык и Большое Алма-Атинское озеро.

По внешнему облику все эти образования напоминают древние морены, за которые они и принимались долгое время. Так, мнения о моренном генезисе плотины, блокировавшей оз. Иссык,¹ придерживались такие авторитеты, как И. В. Мушкетов (1890), В. В. Сапожников (1907), К. И. Богданович (1914). Согласно новейшим взглядам, эта перемычка возникла в голоцене в результате обвала. В пользу такой точки зрения свидетельствуют следующие факты.

1. Долина р. Иссык разработана ледником только до соединения двух ветвей. Ниже по течению, на протяжении 9—10 км, до озерной котловины она имеет типичный эрозионный облик.

2. Перемычка состоит исключительно из обломков порфиров, слагающих здесь склон долины. В случае моренного происхождения она содержала бы также и обломки гранитов, которые не только слагают осевую зону Заилийского Алатау, но обнажаются и в непосредственной близости у озера, к югу от плотины (Костенко, 1961).

Приведенный пример показывает также, какими путями должен решаться вопрос о генезисе перемычки на дне долины в сомнительных случаях — анализируется морфология долины и литология склонов на участке выше по течению, а также литологический состав материала, слагающего гряды. Изучается также морфология склона над перемычкой (поиски возможных следов обвальной ниши).

Известны случаи, когда материал сейсмогенных обвалов перемещен на очень значительные расстояния. К. В. Курдюков (1964) описывает позднеплейстоценовые и голоценовые обвальные массы, которые прошли путь от приводораздельной части Заалайского хребта до центральной части Алайской долины. От мест срыва они удалены на 20—30 км, разница по вертикали составляет 3—4 км. Суммарный объем Команского и Ачикташского обвалов составляет 5—6 км³, общая площадь (с учетом размывов и погребенных участков) — около 185 км². Мощность измеряется десятками метров. Обвальные скопления имеют бугристо-западинный, «моренный» рельеф.

Сходство с мореной усиливается благодаря конфигурации сохранившихся обвальных масс в плане — их расположение очень

¹ Озеро было уничтожено селом в 1963 г.

напоминает расположение моренных гряд, фиксирующих последовательное сокращение ледникового языка (рис. 19). Кроме того, играет роль также и большая удаленность от зоны глубоко расчлененного рельефа и то обстоятельство, что расположенные ближе к горам части обвалов частично размыты или погребены под пролювиальными отложениями. Неудивительно, что предше-

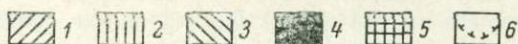
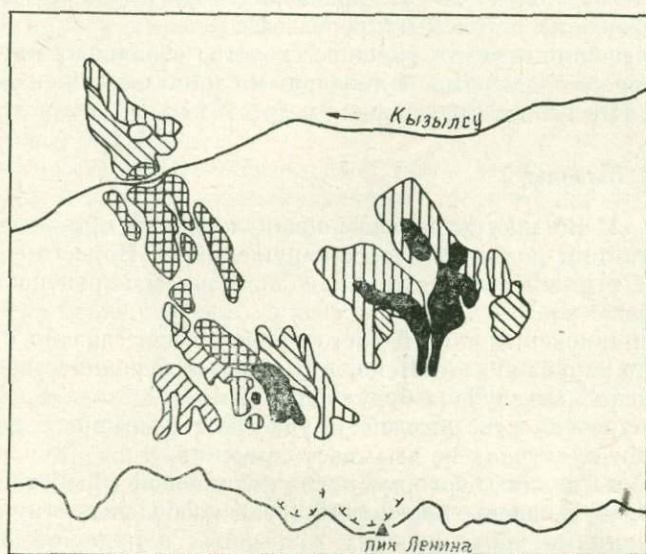


Рис. 19. Распространение форм моренного и обвального происхождения в центральной части Алайской долины (по К. В. Курдюкову, 1964, с упрощениями).

1 — морены современные и голоценовые; 2 — позднелайстоценовые морены; 3 — среднелайстоценовые морены; 4 — голоценовые обвалы; 5 — позднелайстоценовые обвалы; 6 — предполагаемые места срывов наиболее крупных обвалов.

ствующие исследователи принимали эти формы рельефа за морены, их моренный генезис отстаивается и в некоторых современных работах (А. К. Тимофеев; цит. по: Чедия, 1971).

Однако, по мнению К. В. Курдюкова, в пользу обвального происхождения рассматриваемых нагромождений в Алайской долине свидетельствуют следующие их особенности. Слагаются они дробленным материалом — от крупных глыб до щебнистой и порошкообразной массы. Суглинистое заполнение совершенно отсутствует. Морена же должна быть представлена несортированной смесью валунов, глыб и обломков с однородным суглинком. Далее, материал обвала имеет весьма контрастную, пятнистую

окраску, обусловленную литологическими различиями, — белую, серую, зеленовато-серую, коричневую, фиолетовую. Пятна имеют неправильную конфигурацию, часто вытянуты в вертикальном направлении. Наконец, К. В. Курдюков указывает также на различия в бугристо-западинном рельефе. Если в пределах морены наблюдается вытянутая форма бугров и неправильные очертания западин, то обвальные массы характеризуются в общем изометрическими формами деталей микрорельефа.

В заключение отметим внешнее сходство обвальных ниш в коренных породах с карами и нивальными нишами (см. иллюстрации табл. II в работе Богдановича и др., 1914).

Выводы

1. Во многих случаях обнаруживается приуроченность каров к линиям дизъюнктивных нарушений. В Норвегии, например, розы тектонических трещин и экспозиций каров повторяют друг друга.

2. Возникновение плечей трогов может быть связано с тектоническими нарушениями. Ясно, что выводы о количестве оледенений в подобных случаях будут неверными.

3. Приуроченность ригелей к участкам разрывных дислокаций во многих случаях не вызывает сомнений.

4. Многие долины, которые после ледниковой обработки стали фиордами, обусловлены тектоникой (грабенообразные структуры).

5. С линиями тектонических разрывных нарушений нередко совпадают ярусные долины.

6. Закономерная ориентировка форм рельефа, созданных избирательной ледниковой экзарацией, бывает предопределена тектоникой.

7. Случается, что быстрая послеледниковая переработка форм гляциального рельефа происходит под заметным влиянием тектонических причин.

8. Дифференцированные контрастные движения (поднятие «obeliskov») создают каровые аномалии — резкие отличия в положении дивиз группы пустых каров по сравнению с общим фоном. Зная ориентировочно продолжительность времени, прошедшего после максимума последнего оледенения, можно определить скорость относительного поднятия «obeliska» по отношению к фону.

9. Климатические изменения, происходившие после максимума последнего материкового оледенения, имели направленно-ритмический характер. Ритмы колебания увлажненности продолжительностью в 1800—2000 лет накладывались на нисходящую ветвь более крупного ритма (Шнитников, 1957). В соответствии с этим — при отсутствии заметного влияния процессов подпирывания на динамику ледника — в ходе его сокращения должны

возникнуть 8 конечноморенных гряд, включая морену максимальной стадии.

Эта схема безукоризненна лишь для условий тектонического покоя или умеренных движений без рывков. При достаточно быстром поднятии в течение послеледникового времени происходит сгущение морен и их тектоническое наложение. Вследствие этого количество моренных гряд может сократиться до 2—3 (некоторые районы Памира и Тянь-Шаня). Экстремальный случай — полное исчезновение моренного ряда (в течение послеледникового времени ледник стабилен или наступает, неблагоприятные климатические изменения полностью или с избытком компенсируются тектоническим подъемом).

10. Возможны как положительные, так и отрицательные аномалии в расположении нижней границы древнего аккумулятивного ледникового рельефа. В первом случае морены вовлечены в поднятие (склоны многих вершин в Гималаях и Каракоруме), во втором они претерпевают относительное или абсолютное опускание (некоторые участки горного обрамления Таримского бассейна).

11. Иногда о дифференцированных тектонических движениях может свидетельствовать отсутствие различий в депрессии нижней границы ледников, которое не согласуется с наблюдаемыми климатическими контрастами.

12. Флювиогляциальная аккумуляция на участках относительного тектонического опускания может быть причиной погребения стадияльных морен.

13. В горах сейсмогенные обвалы часто создают формы рельефа, внешне очень похожие на гляциальные. Обвальная масса напоминает морену, ниша срыва — разрушенный кар. По поводу некоторых псевдоморен велась или ведется длительная дискуссия.

ВЛИЯНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ НА ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ДЕФОРМАЦИИ В ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОРОДАХ И ЛЕДНИКАХ

Теория гляциостазии

Ледник создает значительную нагрузку на свое основание. Толща льда мощностью в 1000 м эквивалентна в этом отношении приблизительно 300 м осадочных пород. В платформенных условиях горизонт осадочных пород такой мощности накапливается в течение 25—50 млн лет, т. е. в течение целого геологического периода. Ледниковый же покров толщиной в 1 км нарастает за 20—50 тыс. лет или за более короткое время. Темп последующей разгрузки еще значительнее.

Идея о том, что давление ледниковых щитов вызывает прогибание земной коры, которая стремится возвратиться в прежнее положение после снятия нагрузки, была высказана Джемсоном 90 лет назад (Jemieson, 1882). Она быстро завоевала признание и была разработана усилиями многочисленных ученых, среди которых были и такие выдающиеся исследователи, как И. В. Мушкетов, де Геер, А. Пенк, М. Саурамо, Ф. Нансен, А. Вегенер.

В ледниковых районах Скандинавии и Канады во время максимума последнего оледенения было законсервировано не менее 32 млн км³ воды. Давление покровов льда вызвало деформацию земной коры. Средняя величина опускания составляет около одной четверти мощности льда. В основных центрах материкового оледенения она оценивается в 600—800 м (Ушаков, 1960).

Не исключено, что процесс погружения участков земной коры под тяжестью льда может приобретать черты саморазвития. В. А. Магницкий (1965) указывает на вероятность того, что ледниковый покров затрудняет отток внутреннего тепла Земли. Это приводит к некоторому местному разогреву соответствующего участка в верхней части мантии. В итоге снижается вязкость подкорковой среды, которая становится более податливой и быстро реагирующей на ледниковую нагрузку.

Современные движения положительного знака в районах, некогда подвергавшихся материковому оледенению (Скандинавский

и Канадский щиты), связывают с компенсационными движениями после снятия ледниковой нагрузки. С этой же причиной связывают также и новейшие поднятия островов Арктического бассейна, где констатируются все специфические особенности движений в районах материковых оледенений. Такое мнение высказано в отношении о. Виктории и Северной Земли (Говоруха, Макеев, 1970), Земли Франца-Иосифа (Гросвальд, 1963), Шпицбергена (Ушаков, 1960; Гросвальд, 1970) и Баффиновой Земли (Løken, 1966).

Новейшие движения земной коры положительного знака установлены также в пределах Баренцевоморского шельфа. Данные по геоморфологии морского дна и донным отложениям свидетельствуют о его сплошном оледенении в позднем плейстоцене. Поэтому считают, что поднятие шельфа также имеет гляциоизостатическую природу. Приводятся факты в пользу этой точки зрения: максимальные сроки поднятия приурочены к зоне ледораздела, изобазы шельфа простираются параллельно границе ледниковых отложений и т. п. (Гросвальд, 1965а).

В арсенале гляциоизостатической теории, разрабатываемой уже около 100 лет, имеются достаточно убедительные доводы, свидетельствующие в пользу гляциогенной природы поднятия. Наиболее важные из них таковы.

1. Совпадение участков, где мощность льда была наиболее значительной, с участками наиболее интенсивного поднятия. Скорости поднятий в каждом пункте в общем пропорциональны мощности древнего ледника. Рисунок изобаз отражает распределение мощностей древнего ледникового щита и как бы изображает исчезнувший купол.

2. Замедление поднятия в течение послеледникового времени по мере приближения к состоянию равновесия. Кривые, показывающие изменчивость скорости движений во времени, имеют форму параболы. В Финляндии скорость движений уменьшилась в 6—7 раз (Kääriäinen, 1953), на Земле Франца-Иосифа — в 25—30 раз (Гросвальд, 1963). Скорости движений в области древнего оледенения и во внеледниковой зоне сближаются.

3. Направленный характер послеледниковых движений, хотя известно, что для платформы типичны колебательные движения.

4. Скорость поднятия районов, где были расположены очаги развития материковых оледенений, намного превышает скорость, нормальную для платформы (принимаются во внимание средние для послеледникового времени значения скоростей).

В. А. Магницкий (1965) указывает, что если экстраполировать современную скорость поднятия Скандинавии (считая ее неизостатической) на более длительный этап геологической истории, то за один только четвертичный период там должны были бы возникнуть горы в 10 км высотой. Отсюда делается вывод о явной второстепенности неизостатической компоненты поднятия.

5. Порядок величины скорости поднятия, одинаковый для всех районов позднейшеплейстоценовых оледенений.

6. Геофизические и геоморфологические данные, полученные для районов современного покровного оледенения. Считают, что современная Антарктида изостатически уравновешена или близка к этому состоянию (Ушаков, Лазарев, 1959). В геотектоническом отношении значительная часть шестого материка представляет собой Гондванскую платформу. Известно, что платформенные структуры обычно пребывают в изостатическом равновесии, отклонения от которого бывают несущественны. Логично предположить, что именно в таком состоянии пребывала Антарктическая платформа накануне оледенения. Но поскольку ледниковый покров мощностью в 2200—2400 м (в среднем) создал избыточную нагрузку, то достижение наблюдаемой сейчас компенсации могло быть достигнуто только путем погружения земной коры под Антарктидой. Компенсация нарушится, если льды растают.

Обширные районы Антарктического материка — треть всей площади — лежат ниже уровня моря, на глубине в среднем 480 м. Внутриматериковые впадины развиты как на складчатом, так и на платформенном основании. Особенно эффектна мульда посередине Западной равнины. Ее формирование связывают с развитием материкового оледенения Антарктиды (Марков, Бардин и др., 1968). У краев материка, где мощность льда убывает, каменное основание занимает более высокое гипсометрическое положение. Все антарктические горы (например, горное обрамление Восточной Антарктиды) приурочены к ее периферической части.

Подледный рельеф Антарктиды достаточно сложен, его амплитуда измеряется сотнями и тысячами метров. Для объяснения его особенностей привлекаются и движения гляциоизостатического характера, и чисто тектонические движения. Но имеется интересный довод, свидетельствующий о том, что наряду с этими разнородными движениями основание материка испытало общее фоновое опускание, что оно погружено целиком, как единый блок. Дело в том, что шельф Антарктиды залегает приблизительно на 200 м глубже, чем шельфы других материков. Такое опускание соответствует давлению толщи льда в 700—800 м, т. е. именно той, какая наблюдается в краевой зоне ледникового покрова (Магницкий, 1965).

Чашеобразный подледный рельеф Гренландии также связывают с воздействием ледяного панциря (рис. 20). Участок земной коры, несущий ледниковый покров, изостатически уравновешен (Hamilton a. oth., 1956).

7. Отсутствие в районах проявления гляциоизостазии привычной связи положительных движений с отчетливо выраженными в рельефе поднятиями. Более того, при гляциоизостазии наблюдается обратное соотношение движений и рельефа. Максималь-

ные скорости поднятий приурочены к участкам отрицательного рельефа — к вершине Ботнического залива в Фенноскандии, к району Гудзонова залива в Северной Америке. Впрочем, это и не удивительно, ибо размах движений пропорционален мощности льда, которая была наиболее значительной именно над депрессиями ложа в центрах материковых оледенений.

На эту характерную особенность гляциоизостатических движений, отличающую их от «обычных» неотектонических, обращает внимание М. Г. Гросвальд (1967).

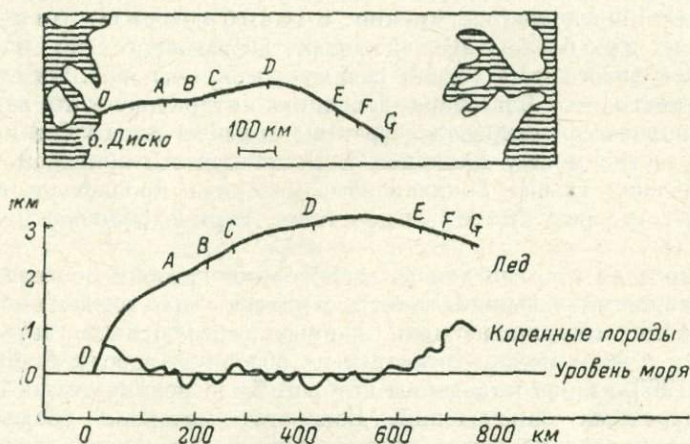


Рис. 20. Разрез через Гренландский ледниковый щит, показывающий рельеф поверхности коренных пород (Joset, Holtzscherer, 1954).

Своеобразие новейших движений в зоне древнего материкового оледенения не подлежит сомнению. Меткую оценку наблюдаемой ситуации дал Ю. А. Мещеряков: «В первой половине голоцена граница валдайского оледенения имела значение тектонического рубежа» (Мещеряков, 1961, с. 69; разрядка моя, — Л. Б.). Этот вывод, сделанный для европейской части СССР, вполне может быть отнесен и к другим районам позднеплейстоценового материкового оледенения, где собственно тектонические движения имеют положительный знак. Упомянутая тектоническая граница фиксируется существенными различиями в характере речных долин. В области последнего оледенения развито до семи голоценовых террас (например, в долине Западной Двины). Вне пределов валдайского оледенения к послеледниковому времени относятся лишь поймы и в редких случаях первая надпойменная терраса (Мещеряков, 1961).

В некоторых работах разрывные нарушения земной коры в зонах развития древнего оледенения стремятся связать с движениями гляциоизостатического характера. Д. Г. Панов (1948а) высказал мнение, что горстообразные структуры арктических островов — следствие гляциоизостатических подвижек, происходящих на общем фоне погружения шельфа, когда разнонаправленные движения реализуются в виде разрывных дислокаций.

Позднее Г. Н. Назаров (1971) высказался в этом отношении еще категоричнее: «Не исключено, что размеры континентальных глыб и распределение крупнейших континентальных разломов зачастую определяются именно способностью оледенений к дроблению некоторых достаточных по площади участков литосферы» (с. 48; разрядка моя, — Л. Б.). Он считает, в частности, что благодаря давлению антарктического ледникового покрова сформировался трансантарктический грабен на морском участке между Западной и Восточной Антарктидой. Более того, раскол глыбы Гондванского материка произошел, по его мнению, в результате воздействия пермокарбонového оледенения (!).

В последнее время для восстановления истории послеледниковых движений в бывших центрах материковых оледенений привлекаются многочисленные данные абсолютных датировок. В связи с этим можно сослаться на обзорную работу А. Ф. Грачева (1969), при составлении которой было использовано 400 радиоуглеродных определений. Весь этот материал убедительно иллюстрирует замедление гляциоизостатического поднятия в течение послеледникового времени. М. Г. Гросвальд (1967), используя абсолютные датировки, показал, что послеледниковые движения баренцевоморского шельфа обладают всеми признаками типичных гляциоизостатических движений; в этом видят доказательство существования сплошного ледникового щита на шельфе Баренцева моря.

Особняком стоит территория распространения западно-сибирского ледникового покрова, где в плейстоцене доминировал процесс тектонического опускания. До последнего времени не сообщалось в сущности никаких соображений о проявлении здесь гляциоизостатического эффекта, хотя плейстоцену этого региона посвящено немало обстоятельных трудов.

В качестве исключения можно назвать только работу Н. А. Нагинского (1957), по мнению которого прогибание Западно-Сибирской низменности под влиянием ледниковой нагрузки могло достигать 100 м, причем зона опускания распространялась на 300 км за пределы ледникового покрова. Однако факты, которые приводит Н. А. Нагинский, могут быть объяснены также и с позиций «чистой» тектоники.

Лишь совсем недавно С. А. Архипов (1971) объяснил некоторые эпизоды четвертичной истории Западной Сибири (не согла-

сующиеся с общей тенденцией ее тектонического развития), используя при этом гляциоизостатические построения. В частности, им рассматривается.

1. Регрессия в начале межледникового казанцевского века (начало позднего плейстоцена). По-видимому, море заливало гляциоизостатическую депрессию и стало отступать в ходе поднятия земной коры после снятия ледниковой нагрузки.

2. Подошва морских отложений санчуговско-салемальского возраста, аккумуляровавшихся накануне казанцевского межледниковья, опускающаяся к северу от +10 м до -260 м. Соответствующие же береговые линии в этом направлении поднимаются от 0 м (у Белогорского материка) до 100—120 м (на Ямале). Такое соотношение можно объяснить только с привлечением гляциоизостатической теории. Действительно, если бы море поднималось до абсолютных отметок 100—120 м, то были бы затоплены обширные пространства Западно-Сибирской низменности, чего не наблюдается.

3. Деформация казанцевских отложений. На побережье Карского моря казанцевская терраса расположена на высоте 60—70 м, в низовьях Оби, Полуя, Пура, Таза и Енисея на этих или более низких отметках находится уровень последующей зырянской аккумуляции. Еще южнее — к югу от Сибирских увалов — на современных водоразделах казанцевские погребенные почвы и торфяники лежат на высотах 50—60 м, этот уровень не заливался морем. С. А. Архипов на основании этого делает вывод, что морская казанцевская терраса приподнята гляциоизостатическими движениями. Амплитуда их предположительно оценивается в 20—30 м.

Критика гляциоизостатических представлений

Еще в начале 30-х годов было высказано мнение, что воздымание Скандинавского и Канадского щитов началось задолго до ледниковой эпохи (Архангельский, 1933; Мирчинк, 1933). Эта точка зрения подтверждается малой глубиной кровли базальтового слоя земной коры в Скандинавии (5—7 км). Наличие базальтового купола скорее свидетельствует о большой длительности воздымания Балтийского щита, что должно быть в первую очередь связано с процессами, происходящими в верхней мантии (Евтеев, Лазурков, 1967).

Многие советские и финские исследователи (А. Д. Лукашев, Г. Ц. Лак, А. А. Никонов, М. Саурамо, В. Таннер, Г. Хьюше и др.) приводят данные о том, что в пределах Балтийского щита голоценовые тектонические движения имели характер перемещения отдельных блоков по линиям длительно существовавших разломов. Эта особенность отражена на тектонической карте Фенноскандии, составленной группой советских ученых (Николаев

и др., 1967); то же отмечено и для Шпицбергена (Семевский, 1967). Высказывается мнение о том, что разные по строению и возрасту докембрийские структуры в пределах районов древних оледенений имели различный тектонический режим и в течение новейшего этапа.

Такой разницей зафиксирован и в районах современного покровного оледенения — в прибрежных районах Гренландии отмечаются движения разного знака, в Антарктиде есть участки, изостатически уравновешенные и неуравновешенные (Евтеев, Лазуков, 1967).

Вступают в противоречие с гипотезой гляциогенного изостатического подъема и данные геофизических исследований в некоторых районах. В Финляндии, например, не обнаружено значительных отрицательных аномалий силы тяжести, как это следовало бы ожидать, базируясь на идее изостатического подъема (Кяярййнен, 1969). Более того, есть даже сведения о наличии положительных аномалий силы тяжести в пределах Дании, Южной Норвегии и некоторых районов Финляндии (Евтеев, Лазуков, 1967). Отрицательные же аномалии, нередко более интенсивные, чем в Фенноскандии, наблюдаются в платформенных областях, не подвергавшихся древнему оледенению (Люстих, 1957).

Геофизические данные для территории Канадского щита также говорят не в пользу идеи о его всплывании. Предпринятая там гравиметрическая съемка (в 2100 пунктах) позволила сделать вывод о практически полной изостатической компенсации, что явно противоречит гипотезе изостатического выравнивания за счет таяния материковых льдов как единственной причины происходящего сейчас поднятия (Report of the special Committee..., 1953).

Взамен гляциоизостатической гипотезы выдвигается идея о том, что положительные движения в высоких широтах северного полушария, некогда подвергавшихся материковому оледенению, связаны с длительно происходящей деформацией геоида — с перемещением подкорковых масс, их подтоком к околополюсным районам в связи с замедлением скорости вращения Земли из-за приливного трения (Стовас, 1963; Цареградский, 1964).¹

Подводя итог, мы должны констатировать, что действительно имеются факты, объяснение которых с позиций теории классической гляциоизостази встречает затруднения. В ряде случаев современные положительные движения в зоне древнего оледенения проще могут быть объяснены процессами неизостатического характера. В то же время не дано нового убедительного объясне-

¹ Дополнительный стимул к замедлению скорости вращения Земли возникает из-за деградации материковых оледенений в околополюсных районах (Назаров, 1971).

ния тем особенностям распространения движений в пространстве и времени, которые связывались с ликвидацией ледниковой нагрузки.

Активизированные движения

В споре сторонников и противников гляциоизостазии истина, очевидно, лежит где-то посередине. Отрицание проявления компенсационных движений после деградации ледников столь же ошибочно, как и полное игнорирование собственно тектонических движений в областях древних ледниковых покровов. В последние годы наметился именно такой подход к проблеме. Обратимся к новейшим взглядам.

Характеристика послеледниковых движений Фенноскандии такова: «Факты не позволяют нам отрицать гляциоизостазии. Однако мы не можем также целиком рассматривать неотектонические движения как компенсационные» (Николаев и др., 1967, с. 15). Далее автор указывает, что Фенноскандия не единое куполообразное поднятие, а система блоков, разделенных разломами и обладающих индивидуальными чертами развития. Движения проявляются дифференцированно и не образуют правильного свода. В одних случаях преобладают собственно тектонические движения (Скандинавские горы), в других — компенсационные (Ботническо-Каудалакшская впадина).

В работе «Структурная геоморфология равнинных стран» Ю. А. Мещеряков пишет: «Необходимо пересмотреть традиционный взгляд на природу современного поднятия Балтийского щита с целью избежать переоценки гляциоизостатического фактора. Поднятие щита как характерная тенденция его развития проявилась задолго до ледникового периода. Нельзя отрицать вместе с тем, что гляциоизостатический фактор оказал влияние на ход унаследованного тектонического поднятия щита. Об этом свидетельствует необычайно высокая интенсивность поднятия щита непосредственно после стаивания ледника» (1965, с. 242).

В другой своей работе, относящейся к 1961 г., он отмечает, что гляциоизостатический фактор был очень эффективным сразу после деградации оледенения. Но его возможности быстро исчерпывались, в полной мере они сказывались лишь в первые 6—7 тыс. лет после таяния льда. Менее интенсивные, но устойчивые тектонические движения постепенно вновь становились определяющими. Доказательство этого Ю. А. Мещеряков видит в том факте, что контуры областей современных положительных и отрицательных движений не согласуются с границей оледенения. В настоящее время проявление гляциоизостазии, по его мнению, вряд ли имеет место. Гляциоизостатический фактор себя исчерпал. Эту точку зрения разделяет и Д. Г. Панасенко (1969).

Что касается Шпицбергена, то Д. В. Семевский (1967) указывает: «Гляциоизостатическая составляющая лишь ускорила перманентный процесс поднятия, с различной интенсивностью протекавший в пределах рассматриваемого региона в течение значительного отрезка геологической истории» (с. 233).

О Канадском щите Ф. Кинг (1968) пишет, что там изостатические движения сочетаются с эпейрогеническими, имеющими гораздо большую амплитуду и продолжительность. Аналогичным образом оценивает Х. Валентин (Valentin, 1958) поднятие Шотландии, а В. К. Гуделис (1960) — движения в Прибалтике.

Итак, и «чистая тектоника», и изостазия! Послеледниковые движения в районах древнего оледенения порождены и той и другой причиной.

Собственно тектонические движения осуществляются под влиянием конвекционных токов подкорового вещества. Что касается участия архимедовой силы в развитии земной коры, то оно также признается в новейших работах (см., например, Резанов, Файтельсон, 1971). Существенно при этом то, что нарушение изостатического равновесия осуществляется не только из-за процессов, развивающихся «сверху» (денудационный снос и аккумуляция обломочного материала, наращивание коры сверху благодаря накоплению специфической осадочной породы — льда), но и вследствие процессов у нижней границы коры, когда происходит перемещение границы Мохоровичича (Мохо).

Эта граница смещается вверх в результате перерождения материала нижних горизонтов коры, которая уплотняется до плотности мантии; кора «съедается снизу», «тает». Блок коры, как бы отягощенный сверху, начинает проседать. Граница Мохо может и погружаться. Вещество мантии у нижней границы коры разуплотняется. Происходит как бы налипание снизу легкой составляющей мантии, выделяющейся из расплава, и соответствующий участок коры начинает выталкиваться вверх, всплывать. Движения такого типа могут длиться многие сотни тысяч лет.

На рис. 21 показаны все возможные сочетания тектонической и изостатической составляющих. В блоках 1—3 вещество коры ассимилируется снизу мантией, блоки 4—6 до начала оледенения изостатически уравновешены, в блоках 7—9 земная кора утолщается за счет «налипания» снизу. Помимо этого, конвекционные токи мантии стремятся вытолкнуть вверх блоки 1, 6 и 7 и втянуть блоки 3, 4 и 9. Из таблички, сопровождающей рисунок, следует, что при одном и том же состоянии оледенения реакция земной коры на ледниковую нагрузку может быть разделена на 9 качественно различных типов! Очевидно, что наибольшие возможности к поднятию в послеледниковое время имеются в случае 7, а в случае 3 гляциоизостатическое выравнивание будет в большой степени затушевано, так как ледниковая

нагрузка и изостатические силы действуют в унисон с чисто тектоническим опусканием.

Необходимо, однако, отметить, что вероятность проявления выделенных типов различна. В работах, посвященных конвекционным токам мантии, отмечается, что относительно низкотемпературное подкоровое вещество устремляется в нисходящий поток; погружение коры связывают с температурным сжатием, порожденным низкотемпературным веществом (Веннинг-Мейнес, 1966). При остывании происходит дифференциация вещества мантии, ее легкие составляющие «налипают» на основание коры

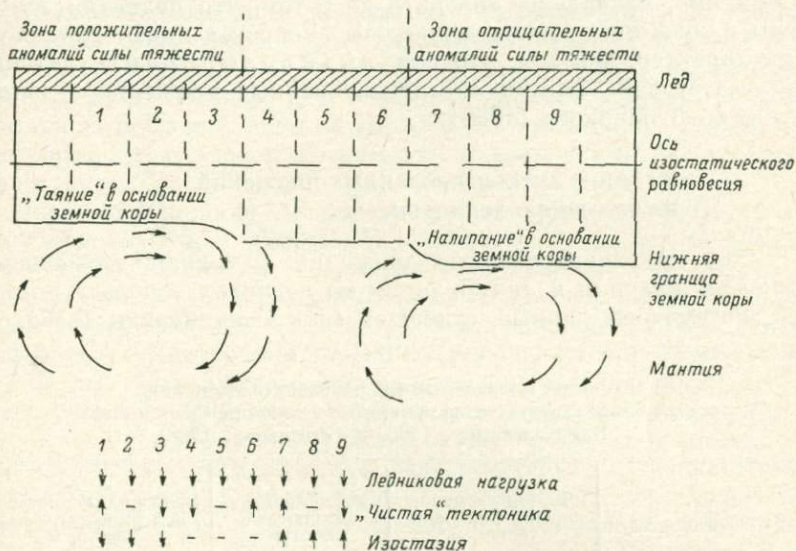


Рис. 21. Различные сочетания изостатической и тектонической составляющих.

(случай 9). Напротив, восходящий поток вещества из глубин мантии имеет высокую температуру, он разогревает находящуюся над ним кору и заставляет ее подниматься. В этом случае более вероятна ассимиляция вещества в основании земной коры и смещение границы Мохо вверх (случай 1). Случай 1 и 9, таким образом, более вероятны, чем случаи 3 и 7, отмеченные выше как экстремальные.

Ясно, что разнообразие реакции земной коры на снятие ледниковой нагрузки углубляется также различиями: в мощности коры в разных районах, в вязкости подкорового вещества, в мощности льда, продолжительности существования ледникового покрова и в особенностях его эволюции, в продолжительности послеледникового времени, наличии разрывных нарушений в коре и т. п. Отклонения от классической глядиоизостатической схемы

не должны удивлять. Они обусловлены разнообразием сочетаний чистой тектоники с изостатическими силами и совершенно закономерны. Кстати, из рис. 21 следует, что идеальная гляциоизостазия возможна только в случае 5, когда послеледниковые движения вызваны единственной причиной — снятием ледниковой нагрузки. Во всех остальных случаях можно говорить лишь о гляциоизостатической составляющей, относительная величина которой изменяется в достаточно широких пределах, причем экстремальные варианты менее вероятны. Во времени гляциоизостатическая составляющая быстро убывает.

Видимо, правильнее говорить не о том, что поднятия земной коры в областях древних ледниковых покровов имеют гляциогенный характер, а о том, что они активизированы ледниковой разгрузкой. Термин «активизированные движения» принадлежит К. К. Маркову (1960).

Влияние активизированных движений на эволюцию ледников

Активизированные движения изменяют соотношение площадей абляции и аккумуляции на ледниках в пользу последних. Рассмотрим данные, относящиеся к Скандинавии (табл. 7).

ТАБЛИЦА 7

Величина положительной разности оледенения
в важнейших центрах современного оледенения Скандинавии
(по Калеснику, 1963, и Котлякову, 1968)

Центр оледенения	Высота расположения фирновой линии, м	Максимальная абсолютная высота, м	Величина положительной разности оледенения, м
Ольфотбре	1000—1200	1630	430—630
Ютунхейм	1800—2000	2468	468—668
Фольфегонн	1350—1500	1674	174—324
Хардагеръёкелен	1600—1650	1876	226—276
Свартисен	1100	1454	354
Кебнекайсе (ледник Стур)	1450	2124	674

Величина послеледникового поднятия суши на западном побережье Ботнического залива составляет, по данным Э. Нисканена, 520 м (Флинт, 1963). Эта цифра характеризует, однако, район с максимальной скоростью вертикальных движений. Современные ледниковые районы Скандинавии оконтуриваются изобазой послеледникового поднятия 250 м. Эта величина практически равна положительной разности оледенения в Хардагеръёкелене. Не будь послеледникового поднятия, ледники этого района не могли бы существовать. Далее, имея в виду, что

в табл. 7 указываются максимальные абсолютные отметки горных массивов, мы вправе утверждать, что очень многие ледники Скандинавии, области питания которых расположены в зоне менее значительных высот, сохранились только благодаря послеледниковым вертикальным движениям. Р. У. Фейрбридж (1966) пишет о том, что послеледниковое поднятие Скандинавии должно было бы благоприятствовать небольшим новым наступаниям ледников, не подкрепляя, впрочем, эту мысль конкретным материалом.

Влияние вертикальных положительных движений на состояние оледенения особенно действенно в высоких широтах, где линия нулевого баланса во время максимума позднеплейстоценового оледенения опускалась «ниже уровня моря». Так, М. Г. Гросвальд (1963) отмечает, что величина поднятия Земли Франца-Иосифа за последние 12—15 тыс. лет составляет 330—370 м, что соизмеримо с размахом изменений высоты климатической снеговой линии.

Близкую величину указывает для юго-восточного Шпицбергена Бюдель (Büdel, 1960/1961) — 200 м за 9 тыс. лет. С. А. Ушаков (1960) оценивает поднятие Шпицбергена в 300 м за 10 тыс. лет. В архипелаге Северная Земля поднятие составило около 100 м за 9—9.5 тыс. лет (Говоруха, Макеев, 1970). Послеледниковое поднятие Баффиновой Земли равно около 60 м (Løken, 1966), но там распад оледенения происходил позднее, чем в восточном полушарии. В Исландии величина поднятия во внутренней части страны составила более 130 м. Считают, что там изостатическое равновесие было достигнуто в течение очень короткого отрезка времени — всего за 2000 лет. Причина — малая вязкость подкорového вещества в этом районе (Einarsson, 1961).

В условиях полярных островов изостазия влияла на эволюцию оледенения не только посредством увеличения гипсометрических отметок оснований ледниковых куполов. По мере подъема уменьшались потери льда в результате откола айсбергов и термоабразии.

Существует мнение, что значительное влияние на развитие оледенений материковых шельфов в прогрессирующую фазу их развития оказывает деформация земной коры. Прогибание морского дна под тяжестью ледниковой нагрузки ведет к увеличению глубин, а это служит причиной возрастания гидростатического давления воды; увеличивается количество продуцируемых айсбергов. Гляциотектонические явления оказывают, следовательно, отрицательное влияние на баланс льда (Гросвальд, 1970; Назаров, 1971). Таким образом, ледниковый щит, развивающийся на мелководье, как бы сам ограничивает собственные размеры. Известную роль в этом процессе играет деформация земной коры.

После деградации оледенения участки шельфа, примыкающие к древнеледниковым районам, также претерпевают активизированные движения. Как и на суше, они проявляются дифференцированно, часто по линиям дизъюнктивных нарушений. При этом формируются уступы, которые в общем параллельны береговой линии (т. е. краю бывшего ледникового щита). Подобные формы рельефа описаны, в частности, Хольтедалем (1958) в пределах норвежского шельфа. Примечательно, что такие уступы прослеживаются только вблизи побережий областей древнего оледенения, а на шельфах других типов их нет, даже если новейшие разломы и сбросы фиксируются на прилегающей суше. Эта особенность, отмеченная Ф. Шепардом (1964), видимо, может служить доказательством проявления гляциоизостатической составляющей на шельфах.

Активизированные движения в горных районах

Крупные долинные ледники в горах во время последнего оледенения не только не уступали, но иногда и превосходили по мощности те ледниковые щиты, о которых известно, что их таяние вызвало активизацию тектонических движений. Так, послеледниковое поднятие Земли Франца-Иосифа связывают с таянием толщи льда в 500—600 м (Гросвальд, Псарева, 1961). Таковой же (и больше) была мощность многих Тянь-шанских ледников в позднем плейстоцене; мощность ледников в Альпах составляла 1000—1500 м.

Между тем теория активизированных движений оперирует фактами, относящимися почти исключительно к районам покровного оледенения в приморских районах (Скандинавский и Канадский щиты, арктические острова). Объясняется это тем, что гляциоизостатические движения изучались главным образом по деформациям древних береговых линий морских и озерных водоемов. Неудивительно, что сведения о проявлении активизированных движений в горных районах, удаленных от моря, очень скудны (даже для хорошо изученных Альп).

А. Пенк (Penck, 1937) считал, что новейшие движения Альп могут быть объяснены изостатическим выравниванием, тем более, что в последнюю ледниковую эпоху мощность льда в некоторых долинах достигала 2000 м. Пороги ригелей он был склонен объяснять не ледниковым переуглублением, а молодым тектоническим прогибанием.

Д. Г. Павов (1948в) высказывал мнение о том, что сводовое поднятие Альп и Пиренеев ослаблялось и прерывалось в ледниковые эпохи с тем, чтобы активизироваться в межледниковья.

Представления об активизированных движениях в Альпах конкретизируются в работе Г. Джеккли (Jäckli, 1965). Он сообщает о том, что неравномерное опускание участков земной коры

под большими ледниками сменилось подъемом после их деградации. Средние части долин, где мощность льда была максимальной, претерпели более значительное послеледниковое поднятие, чем верховья и зона концевых частей ледниковых языков. Движения реализовывались по линиям разрывных нарушений, пересекающих морены последнего оледенения, при этом амплитуда смещения достигала 20 м, а протяженность измерялась километрами. Дизъюнктивные линии имеют характер взбросов — плечи, обращенные в сторону долин, приподняты относительно тех, которые обращены в сторону гор. Зона тальвега поднимается, следовательно, быстрее, чем зона водораздела. Эта особенность свидетельствует в пользу гляциоизостатической природы деформаций. Такого типа нарушения описаны в бассейнах Роны, Переднего Рейна и в других местах.

Та же особенность — усиление движений по разломам в связи с действием гляциоизостатического фактора, который выступал как стимулятор собственно тектонических движений, отмечена в Центральном Кавказе (Растворова, Щербакова, 1965).

Приведем некоторые данные (по нашим наблюдениям) относительно послеледниковых движений на Тянь-Шане, которые в известной степени могут быть связаны с влиянием ледниковой разгрузки.

Широкая (в среднем около 5 км) продольная долина р. Арабельсу в позднем плейстоцене была заполнена покровом льда, мощность которого измерялась сотнями метров. С юга лед поступал со стороны хр. Джетымбель, а с севера — главным образом по троговым долинам, расчленяющим пологую денудационную поверхность южного склона Терскей-Алатау. Здесь же расположены две сквозные долины — Барскаун и Джуука, через которые лед сбрасывался в одноименные речные бассейны северного склона Терскея.

Имеются факты, говорящие о том, что в послеледниковое время участки днища долины Арабельсу испытали довольно существенные поднятия относительно обрамляющих склонов, в результате чего трог южного склона Терскей-Алатау (за исключением сквозной долины перевала Барскаун) со стороны сырта оказались перегороженными выступами коренных пород. На рис. 22 показана блокировка трога, ведущего к перевалу Джуука и соседнему на востоке трогу. Современные водотоки оконтуривают поднимающийся блок, закрывающий выходы из троговых долин, где возникли озера. Этот блок снижается в восточном направлении. Если по линии профиля 1—1 его превышение над урезом воды в озере составляет не менее 65 м, то на профиле 2—2 превышение уменьшается до 35 м.

Столь же хорошо оконтуривается рисунком гидросети поднятие в западной части Арабельского сырта, у водораздела с бассейном Бурхана. Там основные дренирующие водотоки направ-

лены вдоль подножий хребтов, ограничивающих продольную депрессию, и выделяют ее поднимающееся днище, которое гипсометрически расположено выше современных конечноморенных гряд, обрамляющих концы ледниковых языков в хр. Суюк

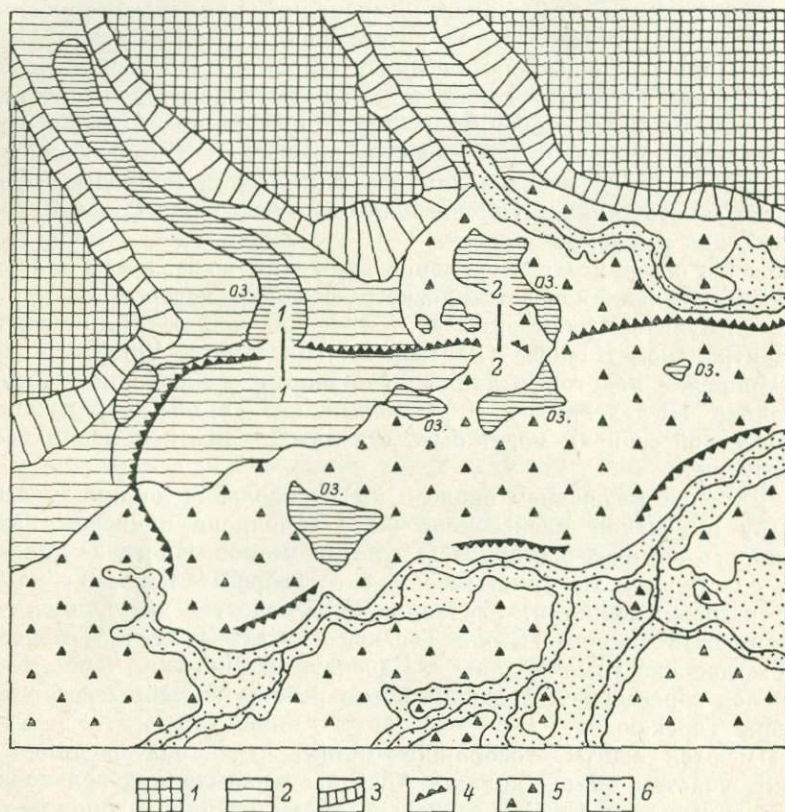


Рис. 22. Последледниковое блоковое поднятие в пределах днища долины Арабельсу (Тянь-Шань).

1 — денудационные поверхности со следами ледниковой обработки; 2 — эрозационный ледниковый рельеф; 3 — крутые склоны, выработанные в коренных породах; 4 — бровки крутых уступов; 5 — позднелейстоценовый моренный рельеф; 6 — последледниковые аккумулятивные террасы и пойма.

(рис. 23). Поднимающийся участок также снижается в направлении на восток. Поверхность, сложенная коренными породами, погружается под морену.

Наконец, в восточной части Арабельского сырта, почти у самого основания северного склона хр. Джетымбель, прослеживается взброс, отчетливо выраженный в рельефе. Движения здесь также

происходили в послеледниковое время, поскольку деформированы моренные отложения.

В долине р. Иньльчек, где мощность льда в эпоху последнего оледенения составляла как минимум 700 м, по правому борту (юго-восточный склон Сарыджазского хребта) на протяжении более 30 км прослеживается линия взброса, которая создает уступ, перегораживающий боковые долины. Амплитуда смещения

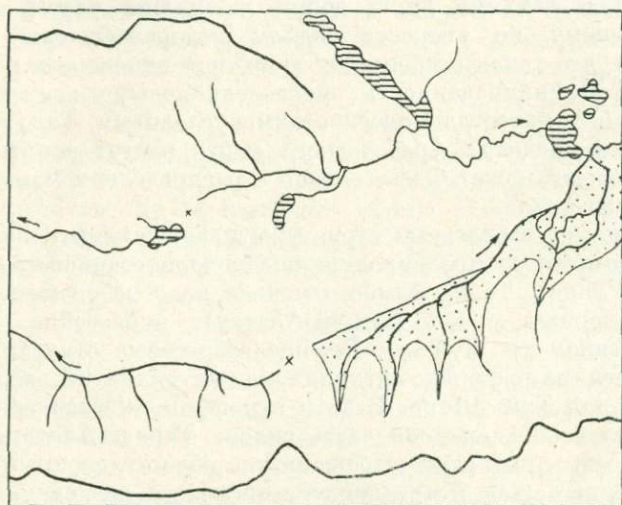


Рис. 23. Гидросеть, оконтуривающая поднимающееся днище продольной долины. Западная часть Арабельского сырта (Тянь-Шань).

Точками показана зона современной флювиогляциальной аккумуляции.

достигает здесь 100 м. Прекрасная выраженность в рельефе не оставляет сомнений в том, что формирование структуры продолжается по сей день.²

Восточнее перевала Улан (южный склон хребта Нарын-Тау) прослеживаются две параллельные линии взбросов, секущие моренные отложения и послеледниковые конусы выноса. Более старый взброс расположен гипсометрически выше по склону.

Отмеченные нами послеледниковые движения на Тянь-Шане имеют следующие особенности.

1. Во всех (или почти во всех) случаях движения реализуются по линиям разломов. Причина заключается, по-видимому,

² Об этой дизъюнктивной линии, заложенной до последнего оледенения, см. также в параграфе «Тектоническая деятельность...».

в том, что именно дизъюнктивные нарушения легче распознаются на местности и при дешифровании аэросъёмочного материала.

2. При нахождении дизъюнктивной линии на склоне обычно поднято крыло, обращенное в сторону тальвега. На Арабельском сырте поднимающиеся блоки приурочены к днищу продольной депрессии. Эти факты достаточно убедительно свидетельствуют в пользу наличия гляциоизостатической составляющей движения. По-видимому, после снятия ледниковой нагрузки установилась тенденция к подъему днищ долин и нижних частей склонов, опережающему по скорости подъем водораздельных гребней. Вспомним, что такая особенность движений отмечена и в Альпах.

3. Дифференцированность послеледниковых движений не имеет связи с палеогляциологическими условиями. Так, блоковые поднятия в пределах Арабельского сырта растут асимметрично, и это никак не может быть связано с распределением мощностей исчезнувшего льда.

4. «Живые» взбросовые структуры наблюдаются и вне пределов максимального продвижения позднеплейстоценового ледника (долина Улана). То же самое отмечено на левобережье Чон-Кемина (северный склон Кунгей-Алатау), в бассейне Уч-Куля (южный склон хр. Куйлю). Вообще взбросовые структуры, развивающиеся на склонах антиклинальных поднятий, весьма характерны для Тянь-Шаня. В этом отношении классический пример являет собой западная часть склона Теркей-Алатау, где серия взбросовых поднятий выражена вне области распространения как последнего, так и среднеплейстоценового оледенения.

Подводя итоги, следует подчеркнуть, что все отмеченные случаи послеледниковых движений развиваются вероятнее всего в соответствии с тектонической структурой региона. Влияние ледниковой разгрузки выражается в известной активизации движений.

Компенсационные валы, окаймляющие ледниковые щиты

Теоретическая сторона вопроса такова. Погружение земной коры под ледниковой нагрузкой должно сопровождаться оттоком подкорового субстрата к периферической зоне материкового ледника, где неизбежно должны возникнуть компенсационные поднятия. Поднятия затрудняют сток талых вод, они подпирают с внешней стороны участки флювиогляциальной аккумуляции — зандровые поля.

Сторонником такой точки зрения был Б. Л. Личков, изложивший свои взгляды в целом ряде статей (Личков, 1944, и др.). По его мнению, в пределах Русской равнины может быть выделено несколько поясов поднятий, вспучиваний коренных пород, ориентированных с юго-запада на северо-восток. Эти гряды располагаются параллельно прежнему положению края материко-

вого льда; они сформированы вследствие движений, компенсировавших проседание земной коры в результате ледниковой нагрузки. К подобным поднятиям Б. Л. Личков относил Подольскую куэсту, Клинско-Дмитровскую и Тутаевско-Грязовецкую гряды, карбоновый глинт и др. С грядами связаны зоны аккумуляции флювиогляциального материала — полесья. «Главный пояс» — наружный, наиболее древний — включает полесья Западного Буга, Пины и Припяти, Десны и Оки (Мещера). На западе он переходит в полосу польских плейстоценовых озерных впадин. Еще западнее улавливается связь с системой ложбин стока, направлявшихся вдоль края материкового льда в пределах Средней Европы.

Несколько севернее следует Костромской пояс с полесьем Молого-Шекснинским, Костромской низиной и аллювиальными равнинами Дубны, Сестры, Шоши и Ламы (две последние покрыты ныне водами Московского моря). Еще один, более молодой пояс включает полесские низины Валдайскую, Осташковскую и др. Б. Л. Личков писал о зональности тектонических движений Русской платформы.

Идею о компенсационных движениях и их влиянии на флювиогляциальную аккумуляцию разделял и Д. Г. Панов (1948в).

В работе Б. Л. Личкова мы сталкиваемся с явной переоценкой компенсационных движений. Перечисленные поднятия при ближайшем рассмотрении обнаруживают свойства, противоречащие идее об их подъеме в связи с ледниковой нагрузкой. Уступ глинта создан доледниковой избирательной денудацией, а в пределах Клинско-Дмитровской гряды наблюдается инверсия тектонического рельефа — в ее наиболее приподнятой части горизонтально залегающие юрские отложения образуют слабый прогиб (Воскресенский, 1968).

Приведем другой пример чрезмерной увлеченности идеей компенсационных движений. Так, Г. Н. Назаров (1971) склонен рассматривать Исландию как часть компенсационного поднятия по отношению к Гренландскому ледяному щиту.

В разное время количественную оценку возможной величины компенсационных движений дали М. Рудзкий (Rudzky, 1907), И. В. Мушкетов (1924), Е. В. Артюшков (1967) и другие авторы.

По мнению Е. В. Артюшкова, величина компенсационного поднятия может составить 100—200 м. В условиях равнинной территории это может привести к формированию нового водораздела. Если сток талых вод вдоль края ледника затруднен, то между ним и компенсационным поднятием возникнет озерный водоем. Этот водоем, если его глубина достаточна для образования айсбергов, будет оказывать отрицательное влияние на развитие оледенения. После исчезновения ледника в зоне компенсационного вала должны развиваться нисходящие движения.

Подсчеты величины компенсационного поднятия, выполненные упомянутыми авторами, базировались на предположении о мгновенном наложении ледниковой нагрузки. С. А. Ушаков и М. С. Красс (1969) сделали соответствующие выкладки для более реальных условий, учитывая фактор времени. При этом они исходили из того, что ледовая нагрузка нестационарна, возрастает постепенно по площади и по мощности и достигает максимума через 10^4 — 10^5 лет. При таких условиях компенсационное вздутие оказывается менее эффективным. Разрастающийся ледниковый щит «гонит» волну компенсационного поднятия перед собой. При этом волна расплывается и средняя величина подъема не превышает первых десятков метров или даже первых метров. Если это так, то и обратное влияние компенсационного поднятия на динамику края ледникового щита будет гораздо скромнее, чем его изображает Е. В. Артюшков (1967).

Факты, свидетельствующие о движении компенсационного вала вслед за ледником в период дегляциации, сообщает В. К. Гуделис (1960). В Литве — по мере отступления края ледника — происходила коренная перестройка гидросети. Если во время померанской стадии сток по прадolinaм Жеймяна и Меркис направлялся на юго-запад, то после перемещения ледника на линию среднелитовских конечных морен установилось течение в обратную сторону. Подобные явления происходили и позднее. При нахождении края ледникового покрова на линии северо-литовских морен талые воды текли на юг по долинам Швентойи, Невежис и Дубиса. А когда ледник отступил, эти реки диаметрально изменили течение, повернув в сторону Рижского залива.

При объяснении истории формирования гидросети В. К. Гуделис, отдавая должное экзогенным причинам, обращает внимание также и на движения земной коры. Так, он пишет: «Отступление края ледника сопровождалось довольно быстрым поднятием земной коры, которое постепенно затухало по направлению к краю ледника. Таким образом, создавался определенный уклон поверхности, по которому направлялся сток воды. Дальнейшее отступление ледника вызвало вслед за ним перемещение зоны поднятия земной коры, и в связи с этим менялось направление уклона поверхности данной территории» (Гуделис, 1960, с. 24). Ранее приподнятые участки начинали относительно погружаться. Гребень волны поднятия смещался за ледником.

Аналогичные выводы сделаны В. К. Гуделисом и при анализе древних береговых линий в северо-западной Эстонии.

О возможных изменениях параметров геоида в связи с разрастанием материковых оледенений

В ледниковые эпохи происходит перераспределение масс гидросферы на поверхности геоида — концентрация льда в околополярных районах и уменьшение водных масс в низких

и умеренных широтах за счет гидрократической регрессии океана. Перемещение масс к полюсам должно вызвать ускорение вращения Земли, на что должна отреагировать форма геоида. Соответствующие изменения происходят и при деградации ледниковых покровов. Таким образом, климат, режим вращения Земли и тектоника находятся в причинно-следственной связи (Т. Д. Резниченко, С. Д. Резниченко, 1964; Цареградский, 1964).

В последнее время внимание к этой проблеме снова привлек Г. Н. Назаров (1971). В его книге «Оледенения и геологическое развитие Земли» говорится о возможности следующих изменений параметров геоида, обусловленных ледниковой нагрузкой в высоких широтах.

1. Усиление полярного сжатия. Перераспределение гидросферы вызывает увеличение скорости вращения Земли. Сутки при этом могут сократиться на 2.15 сек. Происходит отток водных масс к экватору. Дополнительное сжимающее усилие в полярных областях в результате возрастания центростремительной силы суммируется с ледниковой нагрузкой. Усилится полярное сжатие геоида.³ Этот процесс сопровождается компенсационным поднятием морского дна в низких и умеренных широтах (реакция на гидрократическую регрессию) и горизонтальными растяжениями в низких широтах.

2. Смещение центра тяжести Земли (приблизительно на 70 м) в направлении северного полушария, где масса материковых льдов была больше, чем в южном. Трансгрессии в северном и регрессии в южном полушарии. Сжатие мантии в северной приполярной зоне, уменьшение нагрузки на нее на юге.

3. Смещение оси вращения Земли, обусловленное асимметрией ледниковых покровов относительно полюсов. Величина смещения может достигать 1.2° . Вертикальные перемещения в ходе неизбежной перестройки геоида могут составлять ± 430 м.

После деградации материковых льдов развиваются тенденции к обратной перестройке формы геоида, но эти изменения не могут быть полностью обратимыми.

Гляциальная тектоника (псевдотектоника)

Нередко в результате воздействия движущегося льда возникают дислокации подстилающих пород. Подобные нарушения именуются гляциотектоническими (псевдотектоническими).

³ В вопросе о том, насколько быстро приспосабливается форма геоида к изменившейся скорости вращения, нет единого мнения. Согласно В. В. Белоусову (1963), современная форма Земли соответствует той скорости, которая была около 10 млн лет назад. Г. Н. Назаров же (1971) считает, что необходимая перестройка происходит гораздо быстрее — в течение десятков тысяч лет.

Нарушения слоистости. Гляциогенные нарушения слоистости подстилающих пород приурочены чаще всего к краевой зоне материкового оледенения, хотя встречаются они и на значительном удалении от границы максимального продвижения льда. Обычно они затрагивают молодые (кайнозойские), еще не сцементированные или слабо сцементированные породы. При сильном боковом давлении первоначально горизонтальнослоистые или слабонаклонные пачки слоев изгибаются, сминаются в складки, образуют флексуры, опрокинутые складки, которые могут переходить в надвиги, и т. д., — создаются структуры по образу и подобию тех, которые образуются в процессе орогенеза.

Сходство генетически различных структур заходит так далеко, что нарушения, которые в настоящее время всеми признаются за гляциальные, долгое время считались чисто тектоническими, а в отношении происхождения некоторых дислокаций до сих пор высказываются противоречивые точки зрения. Так, буквально в течение десятков лет велась дискуссия относительно природы дислокаций на о. Рюген. После того как Ф. Джонстрап (Johnstrup) первый высказался в 1873 г. в пользу гляциального происхождения нарушений, неоднократно приводились доводы за и против этого мнения (Ludwig, 1955). Даже в первом томе «Рельефа Земли» Ф. Махачека (1959) дислокации Рюгена, в том числе и затронувшие плейстоценовые отложения, охарактеризованы как «проблема, еще не получившая окончательного решения». Долгое время оспаривался гляциальный генезис Влоцлавско-Добжинских дислокаций в Северной Польше (Соболев, 1933).

Немало примеров подобных нарушений имеется в пределах европейской части СССР. Классический район — окрестности Канева (днепровский ледниковый язык), где отложения юрских, меловых и третичных пород дислоцированы в одном плане с плейстоценовыми. Каневские гляциодислокации захватывают площадь 35×70 км.⁴

Гляциодислокацию представляет собой вал у восточного края Валдайских высот под Вышним Волочком. На Чудском озере тектонически обусловленное вздутие кембрийско-силурийских слоев было еще более подчеркнуто и утрировано давлением льда.

В Германской Демократической Республике известны гляциогенные нарушения среднетретичной бурогольной формации в районе Галле. Складки прослеживаются на протяжении километров. Часто они опрокинуты в направлении движения льда. Наблюдается затухание амплитуды складчатости с глубиной. Часто в складчатость вовлечена сама донная морена и лишь наиболее молодые отложения, оставленные отступавшим позднелей-

⁴ И. Л. Соколовский (1970), ссылаясь на материалы детальной геологической съемки с использованием дешифрованных аэрофотоснимков, считает, что для объяснения способа образования Каневских дислокаций можно и не привлекать давления края ледника.

стоценовым ледником, не затронуты складчатостью. Повехностный рельеф нередко инверсионный — седловины соответствуют синклинальным складкам, а понижения — антиклинальным. Это объясняется тем, что третичная толща более податлива по отношению к эрозии, чем гляциальные отложения, заполняющие мульды (Klebensberg, 1948).

Великолепно выражены в рельефе гляциогенные складки, деформирующие среднеплейстоценовые аллювиальные пески в Нидерландах. Высота гряд достигает 100 м. Для низменной Голландии это весьма заметные формы (Бурк и др., 1959).

Складчатые гляциогенные дислокации возникают разными путями. Назовем прежде всего результат бокового давления льда. Таковы нарушения в основании напорных морен. Очень широко распространены гляциодислокации, формирующиеся подо льдом в процессе отщепления, волочения и прокатки пластического материала. Им Д. Соболев (1933) отводит первостепенную роль. У контакта материала, вовлеченного в волочение, с поверхностью скольжения образуются волны трения. Они создают наиболее крупные складки. Мелкая складчатость возникает внутри чешуй, вовлеченных в волочение, при смещении слоев относительно друг друга.

Формы выдавливания. Особая группа деформаций возникает при выдавливании пластичного материала в результате неравномерной нагрузки. Материал может внедряться в трещины и полости в основании ледяной толщи. Д. Соболев (1933) пишет о «холмах-выжимках» в Дании, в районе Вильнюса и на севере Украины. Холмы эти имеют в общем изометрические очертания.

В долинах горных ледников формы выдавливания часто бывают вытянуты линейно в направлении движения льда. Они представлены прямолинейными валами, высота и ширина которых обычно не превосходит 1 м, а длина измеряется многими десятками метров. Лишь в отдельных случаях высота валов достигает более значительных размеров — до 6 м (наблюдения Е. Тодтман у ледника Крингилсарани в Исландии; Todtmann, 1960). Подобные формы описаны во многих ледниковых районах — в Исландии, на Аляске, в Патагонии, Гренландии, Шпицбергене, Альпах, Скандинавии под различными названиями — «моренные хвосты» (die schweifartige Fahnen der Grundmoränen), «полосчатые поля» (striated fields), «валы донных трещин» (die Grundspaltenwällen) и т. п. Нами эти формы описаны на Тянь-Шане (Бондарев, 1971).

Отмечено, что гребни валов начинаются от дистальной стороны валунов, прочно закрепленных своим основанием в грунте. Предполагается, что они возникают следующим образом. При обтекании движущимся льдом валуна, находящегося на границе донная морена—лед, у дистальной стороны последнего образуется полость, которую тотчас заполняет пластичный материал, находящийся под днищем ледника в талом состоянии. Этот ма-

териал, будучи впрессованным в полость, замерзает благодаря уменьшению давления и двигается дальше вместе со льдом, а на дистальную сторону валуна продолжают выдавливаться его новые порции. Наконец, нижний по течению конец гребня достигает зоны, где зимние температуры распространяются через лед до донной морены. Здесь он смерзается с донной мореной; лед скользит теперь поверх гребня и наращивание моренного «хвоста» прекращается (Schytt, 1963).

Формирование таких форм может происходить, по-видимому, не только при наличии валунов, прочно закрепленных в субстрате. К. Штром (Strom, 1963) наблюдал валуны, от проксимальной стороны которых тянется выпаханная в моренной поверхности борозда, а к дистальной стороне пристроен моренный гребень.

Уже упомянутые крупные продольные валы Исландии связывают с зоной неподвижного («мертвого») льда — при образовании больших продольных придонных трещин в них происходит внедрение материала донной морены (Todtmann, 1960). Тектонические аналоги форм выдавливания — дайки.

Криотектоника

Взгляд на лед как на слоистую осадочную горную породу привел к тому, что при его исследовании стала использоваться вся совокупность геологических методов. Еще к концу прошлого века относится публикация В. А. Обручева (1892) относительно деформаций ледового покрова на Байкале, возникающих благодаря термическому расширению и сжатию. В ней отмечалось большое сходство дислокаций льда со складками горных пород. Эта работа, как и немногие подобные ей, долгое время оставалась единственной в своем роде.

В 50-х годах нашего столетия П. А. Шумским разрабатывалось новое направление в гляциологии — структурное ледоведение, представляющее собой по существу петрографию льда (исследуется структура кристаллов, явления «метаморфизма» и т. п.). Хотя П. А. Шумский и писал о том, что структурное ледоведение имеет объектом своего изучения также и тектонические структуры льда, им он почти не уделял внимания. Этот пробел был восполнен позднее, прежде всего в работах Я. Я. Гаккеля (1959), М. Г. Гросвальда (1962, 1965, и др.) и П. С. Воронова (1963, 1964 и др.).

В разных работах новому направлению, возникшему на стыке структурного ледоведения и морфологической гляциологии, присвоены разные названия: гляциотектоника, ледниковая тектоника, криотектоника. Но под гляциотектоникой обычно понимают нарушения, формирующиеся в рыхлых толщах под воздействием движения льда. Термин «ледниковая тектоника» ограничен только структурами глетчерного льда, тогда как осталь-

ные (например, структуры морских льдов) остаются вне поля зрения. Поэтому наиболее подходящим следует, видимо, считать третий из названных терминов, предложенный П. С. Вороновым (1963).⁵ Он определяет криотектонику как раздел гляциологии, изучающий формы движения льда, типы создаваемых ими тектонических структур (в том числе морфоструктур) и динамику развития этих структур (Воронов, 1963, с. 6).

Главные задачи нового направления — накопление фактического материала, создание единой классификации пликативных и дизъюнктивных структур, развивающихся во льду (естественно, в значительной степени используется имеющаяся тектоническая терминология), разработка методики исследования этих структур. Ставится вопрос о структурно-гляциальной съемке с широким использованием аэрофотосъемочного материала и о создании криотектонических карт и схем (Гросвальд, 1962). В некоторых районах (Антарктида, Эльбрус) такое картирование уже проводилось.

В качестве примера приведем классификацию тектонических структур льда, которая применялась при картировании ледников Эльбруса (Володичева и др., 1967).

Ненарушенный лед,

Слоистый лед.

Нарушенный лед.

Пластические деформации.

Складчатые нарушения.

Сланцеватость.

Разрывные деформации.

Несмещенные разрывы (трещины).

Трещины отрыва (на перегибах подледного рельефа).

Трещины скалывания (результат разности скоростей движения).

Разрывы со смещением.

Сдвиги (смещения в горизонтальной плоскости).

Сбросы, надвиги (смещение в вертикальной плоскости).

Ледопады — сложный комплекс смещенных и несмещенных разрывов.

Огивы.

⁵ Этот термин, однако, тоже нельзя считать безупречным, так как он ассоциируется с термином «криогенные нарушения», используемым по отношению к деформациям рыхлых отложений, возникшим в перигляциальной обстановке в результате попеременного замерзания и оттаивания. Впрочем, этот недостаток будет устранен в том случае, если мерзлотные нарушения будут включены в сферу криотектоники, как это предлагает П. С. Воронов.

Огивы — результат сжатия ниже ледопадов — отнесены не к пластическим деформациям, а выделены в качестве особой формы. Авторы стремились подчеркнуть этим вторичный характер огив и их генетическую связь с ледопадами. В целом же приводимая классификация имеет много общего с обычной классификацией тектонических структур.

Из специфических криотектонических форм заслуживают большого внимания краевые антиклинали — валообразные вздутия по периферии ледниковых куполов, установленные в период работ по программе МГГ на Земле Франца-Иосифа (Гросвальд, Псарева, 1961). Они образуются под действием нагрузки при нагнетании придонного льда из центральной части ледникового щита в стороны. Вдоль проксимальных крыльев антиклиналей развиваются взбросы и надвиги, по которым выводится на ледниковую поверхность материал донной морены. Исследование этих образований имеет значение для палеогляциологии (интересен механизм возникновения моренных форм у края ледникового покрова).

Трещиноватость материковых льдов развивается на участках торможения (например, над выступами подстилающей поверхности), а также при соприкосновении потоков льда, характеризующихся разной скоростью движения. В эпоху деградации оледенения трещинные зоны облегчали распад ледниковых покровов (Басоликас, 1969).

Криотектонические структуры позволяют судить о подледном рельефе. Их изучение имеет практическую ценность в связи с вопросами строительства на ледниках и передвижения по поверхности льда. Особое значение приобретает криотектоника в связи с возможностью моделирования тектонических процессов, совершающихся в земной коре. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Значение гляциологических исследований для изучения тектоники

До сих пор мы рассматривали вопросы влияния неотектоники на эволюцию ледников и формирование различных форм гляциального рельефа. Но вопрос может быть поставлен иначе — гляциологические исследования в свою очередь могут дать многое для познания новейших движений и прежде всего для их количественных характеристик. Дело в том, что стадийные морены последнего оледенения представляют собой своего рода возрастные реперы, имеющие достаточно надежные абсолютные датировки.

Так, морены, отвечающие максимуму развития ледников, имеют возраст 18—20 тыс. лет или меньше (см. параграф «О возможной метахронности...»). Моренные гряды, занимающие промежуточное положение между границей максимального продви-

жения ледников и их современными языками, могут быть датированы (конечно, с известными погрешностями) путем интерполяции. Обоснование возраста стадияльных морен содержится в монографии А. В. Шнитникова (1957). Кары последнего оледенения начали формироваться около 70 тыс. лет назад.

Все это дает возможность в ряде случаев количественно охарактеризовать скорости тектонических движений конца позднего плейстоцена—голоцена. Рассмотрим несколько примеров.

1. Каровые аномалии. Несколько каров находятся на гипсометрическом уровне, заметно выделяющемся на общем фоне. Это результат поднятия ограниченного блока «обелиска» со скоростью, существенно превышающей средние ее значения для данного хребта. Амплитуда поднятия и превышение средней скорости поднятия «обелиска» над фоновым значением могут быть определены.

2. Различия в депрессии нижней границы древних ледников, наложение и выпадение стадияльных морен. Как экстремальный случай — полное перекрытие следов древнего оледенения современными ледниками. Величина поднятия со времени климатического максимума оледенения численно равна депрессии древней снеговой линии.

3. Выраженные в рельефе разломы, по которым смещены морены или скульптурные ледниковые формы. В Заилийском Алатау, например, наблюдается даже смещение по разлому морен «исторической стадии» (XVIII—XIX вв.) ледника Центральный Туяксу (Попова, 1961). На Тянь-Шане дислоцированность позднплейстоценовых морен разрывными нарушениями наблюдается во многих пунктах (бассейн р. Карагоман на южном склоне Терской-Алатау; юго-восточный склон хребта Атбаша и т. д.). Возможно определение возраста дизъюнктивных нарушений и их интенсивности.

4. Горизонтальные сдвиги, деформирующие формы ледникового рельефа. В зоне Таласо-Ферганского сдвига, который тянется на 400 км, пересекая в диагональном направлении Тянь-Шань, на 30—50 м (в горизонтальном направлении) смещены морены последнего оледенения (Буртман, 1963). Деформированный сдвигом кар описан М. Г. Гросвальдом (1965) в Тувинско-Саянском нагорье.

В венесуэльских Андах описано смещение боковых морен, датированных радиоуглеродным методом. Горизонтальный сдвиг по сбросу Боконо составляет за послеледниковое время 66 м; средняя скорость смещения равна 0.66 см/г. Мнение о возможности горизонтального сдвига на границе Карибской и Американской плит высказывалось и раньше, эту гипотезу подтвердило изучение моренного рельефа (Schubert, 1970).

5. Морены, погруженные основанием в аллювиально-пролювиальные накопления. Мощность аккумулятивной толщи по-

звolyает количественно оценить величину относительного тектонического опускания.

Во всех случаях, подобных перечисленным, не только может быть указан с достаточной степенью точности возраст деформаций, но и охарактеризована их средняя скорость.

Полученные в результате применения всей совокупности палеогеоморфологических методов исследования характеристики гляционизостатических движений (скорость и продолжительность поднятия, изменение скорости во времени) позволяют количественно охарактеризовать вязкость субстрата в основании земной коры. Такой точки зрения придерживается В. А. Магницкий (1965).

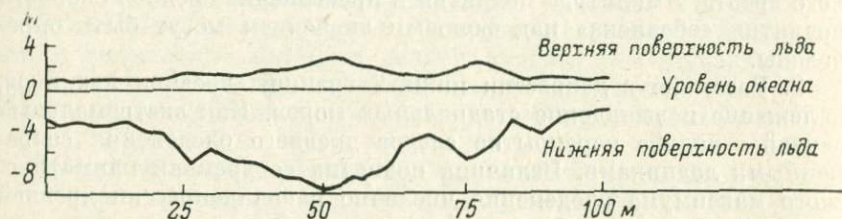


Рис. 24. Поперечный разрез морского льда через старую торосистую грядку по измерениям относительно уровня воды в трещине (по Я. Я. Гаккелю, 1959).

Наконец, глетчерный лед — слоистая горная порода, сочетающая в себе свойства твердого и пластичного тела, обнаруживающая и складчатые, и разрывные нарушения, может рассматриваться как своеобразная модель земной коры, позволяющая наблюдать в миниатюре тектонические деформации различных типов. На стыке морфологической гляциологии и структурного ледоведения возникает особая отрасль знания — криотектоника, объектом изучения которой являются формы движения льда, типы создаваемых при этом тектонических структур и динамика их развития.

Ценность ледниковых морфоструктур (с точки зрения имитации процессов в земной коре) заключается в их миниатюрности, обзорности, а также в быстроте развития процесса во времени, причем процесс может менять направление, проходить последовательно одни и те же фазы и т. п. Обычно элементы криотектоники хорошо распознаются при дешифрировании аэрофотоснимков. Как правило, легко может быть определено направление приложения сил, вызвавших деформацию льда. Для развития количественной стороны исследований необходимо установить условия физического подобия динамических процессов, развивающихся во льду и в породах земной коры. Работы, в которых проводятся аналогии между указанными явлениями, пока немно-

гочисленны, из отечественных можно указать статьи П. С. Воронова (1963, 1964) и М. Г. Гросвальда (1965).

В статье Я. Я. Гаккеля (1959) проводится аналогия между морскими и озерными льдами и земной корой. И в том, и в другом случае твердая кора (лед) лежит на более подвижном субстрате (вещество мантии, вода); складчатые «хребты» на поверхности льда сопровождаются «предгорными» прогибами, положительные формы ледового покрова имеют «корни» — уравновешены изостатически и т. п. (рис. 24).

Исследования современных материковых льдов побуждают и к более сложным ассоциациям. В ледниковых щитах установлена конвекция вещества термического происхождения (результат теплового потока из недр Земли к подошве льда). Этот процесс некоторые авторы склонны рассматривать как модель конвекционных движений в мантии (Hughers, 1971).

Так наука о ледниках позволяет изучить и понять некоторые стороны тектонических процессов. Справедливы слова старейшины советских гляциологов М. В. Тронова: «Сколько было бы неясного, непонятного во всей науке о Земле, если бы мы не знали ледниковых явлений и их законов!» (Тронов, 1954, с. 18).

Выводы

1. Современные движения положительного знака в районах развития древнего оледенения имеют как гляциоизостатическую, так и собственно тектоническую составляющую. Возможны качественно и количественно различные сочетания гляциоизостатической силы с силами, действующими у нижней границы земной коры. Относительная величина гляциоизостатической составляющей особенно велика сразу после деградации ледникового покрова (граница оледенения приобретает значение тектонического рубежа), но в дальнейшем она сокращается, что находит отражение в замедлении скорости движений.

Термин «активизированные», применяемый в последние годы по отношению к этим движениям, отражает стимулирующее влияние деградации ледникового покрова и в то же время не трактует гляциоизостатическую силу как единственный источник движения.

2. Активизированные движения тормозят деградацию ледников (увеличивается положительная разность оледенения). Многие ледники Скандинавии не существовали бы сейчас, если бы земная кора в конце позднего плейстоцена и в голоцене была стабильна. В условиях арктических островов послеледниковое поднятие уменьшает расход льда в результате откалывания айсбергов.

3. В прогрессивную фазу развития оледенения на шельфе прогибание морского дна под действием ледниковой нагрузки

вело к возрастанию глубин, вследствие чего увеличивалось гидростатическое давление воды и росло число продуцируемых айсбергов. Гляциогенные движения выступали как фактор, сдерживавший развитие оледенения на шельфе.

4. В горных районах активизированные движения распознаются труднее, чем в районах материкового оледенения. К числу их признаков в горах могут быть отнесены взбросовые нарушения на склонах, причем плечи, обращенные в сторону тальвегов, приподняты относительно тех, которые обращены в сторону водоразделов.

5. Последний ледниковый щит, видимо, обрамлялся компенсационными валами, которые смещались вслед за сокращавшимся ледником. Сведения о них скудны. Мнение Б. Л. Личкова (1944) о широком распространении таких форм в пределах европейской территории СССР не подтвердилось.

6. Материковые оледенения, видимо, оказывают определенное влияние на параметры Земли как планеты. Вследствие перераспределения масс гидросферы и концентрации ледниковых покровов в высоких широтах скорость вращения земного шара возрастает. На это должна отреагировать форма геоида (усиление полярного сжатия, смещение центра тяжести и оси вращения Земли).

7. Движущийся лед деформирует подстилающие рыхлые породы (гляциотектонические нарушения). Возникающие при этом складчатые дислокации иногда очень трудно отличить от собственно тектонических. Кроме складчатых деформаций, выделены моренные дайки.

8. Различного рода деформации — пликативные и дизъюнктивные — возникают в ледниковом и морском льду. Лед рассматривается как горная порода, поэтому при изучении возникающих в нем нарушений может применяться весь арсенал понятий и терминов, используемых тектоникой, петрографией и другими науками геологического цикла.

9. Изучение деформаций во льду представляет большой интерес с точки зрения моделирования процессов, совершающихся в земной коре.

10. Палеогляциология имеет возрастные реперы с достаточно надежными абсолютными датировками (кары последнего оледенения начали формироваться около 70 тыс. лет назад, максимум последнего оледенения на равнинах был 18—20 тыс. лет назад и т. д.). Вследствие этого появляется возможность количественной характеристики неотектонических нарушений, затрагивающих формы, созданные последним оледенением (возраст нарушений, скорость движений).

- Авсюк Г. А. Некоторые данные об оледенении и орографии горного массива Ак-Шийрак. — Тр. Инст. геогр. АН СССР, т. 49. Работы Тянь-Шанской физико-географической станции, вып. 2. М., 1952.
- Андреев Ю. Ф., Белорусова Ж. М. Связь криогенных форм рельефа с геолого-геоморфологическим строением Тазовского полуострова. — Тр. Инст. мерзлотовед. им. В. А. Обручева, т. 19. М., 1962.
- Арманд А. Д., Дорфман М. Д. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского массива. — Изв. Карельско-Кольского филиала АН СССР, вып. 1. Петрозаводск, 1959.
- Артюшков Е. В. Об установлении изостатического равновесия земной коры. — Изв. АН СССР, физика Земли, вып. 1, 1967.
- Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. — Тр. Научно-исслед. инст. геол. и минерал., вып. 1. М.—Л.—Новосибирск, 1933.
- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, 1971.
- Баков Е. К. К проблемам древнего оледенения Центрального Тянь-Шаня. — Изв. ВГО, т. 104, вып. 3, 1972.
- Басоликас А. Б. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области. — В кн.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, 1969.
- Башенина Н. В. О роли блоковой морфотектоники в оледенении советских Карпат. — Изв. ВГО, т. 103, вып. 2, 1971.
- Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1956.
- Белоусов В. В. Земля, ее строение и развитие. М., 1963.
- Белявский Н. А. К орографии и геоморфологии горных областей Западного Кузнь-Луия. — Изв. ВГО, т. 80, вып. 3, 1948.
- Берг Л. С. О предполагаемой связи между великими оледенениями и горообразованием. — В кн.: Вопросы географии, № 1. М., 1946.
- Богданович К. И. Геологические исследования в Восточном Туркестане. — Тр. Тибетской экспедиции 1889—1890 гг., т. 2. СПб., 1892.
- Богданович К. И., Карк И. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. — Тр. Геол. ком., вып. 89. СПб., 1914.
- Бондарев Л. Г. Очерки по оледенению массива Ак-Шийрак. Фрунзе, 1963.
- Бондарев Л. Г. Вопросы четвертичной истории развития рельефа в районе массива Ак-Шийрак. — В кн.: Гляциологические исследования на Тянь-Шане. Работы Тянь-Шанской физико-географической станции, вып. 6. Фрунзе, 1964.

- Бондарев Л. Г. О некоторых линейных формах микрорельефа пригля-
циальной зоны. — В кн.: Некоторые закономерности оледенения
Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971.
- Бондарев Л. Г., Горбунов А. П. Наледи Тянь-Шаня. — В кн.:
Наледи Сибири. М., 1969.
- Брайцева О. А. Климатические колебания и четвертичные отложения
Камчатки. Автореф. канд. дисс. М., 1966.
- Брукс Ч. Климаты прошлого. М., 1952.
- Будыко М. И. Климат и жизнь. Л., 1971.
- Бурк Х. Д. М. и др. Геология Нидерландов. М., 1959.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. — В кн.:
Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. Геол. инст.
АН СССР, вып. 80. М., 1963.
- Вардамянц Л. А. Причины оледенений и опыт генетической синхрониза-
ции процессов орогении, оледенения и эрозии. — Тр. Второй
междунар. конф. Ассоциации по изуч. четверт. периода Европы,
вып. 2. Л.—М., 1933.
- Великоцкий М. А. Морфология аласного рельефа и неотектоника
северной части Яно-Омолойского междуречья. — Вестн. МГУ, № 2,
география, 1972.
- Великоцкий М. А., Плахт И. Р. О связи булгуных северной части
Яно-Омолойского междуречья с проявлениями неотектоники. —
Вестн. МГУ, № 5, география, 1971.
- Веннинг-Мейнес Ф. А. Тепловая конвекция в земной мантии. —
В кн.: Дрейф континентов. М., 1966.
- Визе В. Ю. Льды в Баренцевом море и температура воздуха в Европе. —
Изв. Центр. гидрометеоролог. бюро. ЦУМОР, 1924.
- Виноградов В. Н. Основные особенности современного оледенения
Ключевской группы вулканов. — Тезисы докл. Третьего всесоюз.
гляциол. симп. Фрунзе, 1965.
- Володичева Н. А., Кравцова В. И., Трошкина Е. С. Карты
тектонической структуры ледников. — Матер. гляциол. исслед.,
вып. 13, хроника, обсуждения. М., 1967.
- Воронов П. С. Некоторые проблемы криотектоники Антарктиды. —
Информ. бюлл. Сов. антаркт. экспед., № 41, 1963.
- Воронов П. С. Криотектоника и ее роль в гляциологии и геологии. —
В кн.: Современные проблемы гляциологии и палеогляциологии.
М.—Л., 1964.
- Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М., 1968.
- Габриелян Г. К. Следы древнего оледенения в северо-западной Арме-
нии. — Изв. ВГО, т. 82, вып. 2, 1950.
- Гаккель Я. Я. Природное моделирование тектонических деформаций
на ледяной коре. — Изв. ВГО, т. 91, вып. 1, 1959.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., 1967.
- Геологическое развитие Японских островов. М., 1968.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. М., 1939.
- Гзовский М. В. Использование новейших и современных тектониче-
ских движений при детальном сейсмическом районировании нового
типа. — В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., 1963.
- Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океани-
ческими впадинами. — В кн.: Земная кора. М., 1957.
- Говоруха Л. С., Макеев В. М. Основные этапы развития рельефа
и оледенения Таймыро-Североземельской области в среднем и верх-
нем плейстоцене и голоцене. — Докл. отдел. и комисс. Геогр. общ.
СССР, вып. 16. Л., 1970.
- Горбунов А. П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня. — Тр. Казахск.
научно-исслед. гидрометеорол. инст., вып. 39. М., 1970.
- Грачев А. Ф. Сравнительный анализ послеледниковых движений зем-
ной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохро-

- нологии. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. Л., 1969.
- Гросвальд М. Г. О происхождении так называемых зияющих тектонических трещин в Саянах и Прибайкалье. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, № 2, 1961.
- Гросвальд М. Г. О методике структурно-гляциологической съемки. — Матер. гляциол. исслед., вып. 4, хроника, обсуждения. М., 1962.
- Гросвальд М. Г. Древние береговые линии Земли Франца-Иосифа и позднеантропогенная история ее ледниковых покровов. — В кн.: Гляциол. исслед., № 9. М., 1963.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., 1965.
- Гросвальд М. Г. История оледенения Баренцевоморского участка материкового шельфа Евразии. — Тезисы докл. Третьего всесоюз. гляциол. симп. Фрунзе, 1965а.
- Гросвальд М. Г. О задачах изучения тектоники и морфотектоники ледников. — Там же, 1965б.
- Гросвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. — Матер. гляциол. исслед., вып. 13, хроника, обсуждения. М., 1967.
- Гросвальд М. Г. Некоторые особенности оледенений материковых шельфов. — Матер. гляциол. исслед., вып. 16, хроника, обсуждения. М., 1970.
- Гросвальд М. Г., Псарева Т. В. Структурный разрез ледникового купола Чурляниса. — Матер. гляциол. исслед., вып. 2, хроника, обсуждения. М., 1961.
- Гуделис В. К. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. — В кн.: Неотектонические движения в Прибалтике. Тарту, 1960.
- Джумалиев Т., Королев В. Г., Кривошук В. Н., Рябokonь С. А. Каменноугольные отложения в верховьях р. М. Нарын. — В кн.: Матер. по геологии Тянь-Шаня, вып. 1. Фрунзе, 1961.
- Дзюнс-Литовский А. И. Было ли оледенение Крымских гор. — Докл. АН СССР, т. 76, № 6, 1951.
- Достовалов Б. Н., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. М., 1967.
- Дубиков Г. И. Особенности распространения многолетнемерзлых пород в северной части Западно-Сибирской низменности. — Тр. Инст. мерзлотовед. им. В. А. Обручева, т. 19. М., 1962.
- Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. — В кн.: Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, т. 2. М.—Л., 1949.
- Думитрашко Н. В., Григоренко П. Г., Ладохин Н. П. Оледенение горных стран юга СССР. — Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода, т. 1. М., 1961.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Антонов Б. А., Бальян С. П., Будагов Б. А., Ковалев П. В., Церетели Д. В. Древние оледенения Кавказа и их сопоставление с оледенением Русской равнины. — Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 19. М., 1962.
- Душкин М. А. Геоморфологический очерк ледникового бассейна Актру. — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 5. Томск, 1967.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., 1958.
- Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. — В кн.: Результаты исслед. по программе МГТ, гляциология, вып. 12. М., 1964.
- Евтеев С. А., Лазуков Г. И. Гляциоизостазия и движение земной коры. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.

- Ефремов Ю. К. Японские острова. — В кн.: Зарубежная Азия. М., 1956.
- Жандаев М. Ж. Новейшие тектонические движения и формирование рельефа Заилийского Алатау. — В кн.: Происхождение и история Земли. Алма-Ата, 1972.
- Забиров Р. Д. Оледенение горного массива Муз-Кол. — Изв. ВГО, т. 87, вып. 4, 1955.
- Ивановский Л. Н. Наблюдения над трогами Алтая. — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 1. Томск, 1962а.
- Ивановский Л. Н. О морфологии конечноморенных образований Алтая. — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 2. Томск, 1962б.
- Ивановский Л. Н. Распространение, морфология и происхождение каров Алтая. — В кн.: Сибирский геогр. сб., вып. 4. М.—Л., 1965.
- Ивановский Л. Н. Фазовая последовательность развития ледников и кары бассейна р. Катунь на Алтае. — В кн.: Матер. Третьего всесоюз. гляциол. симп. Усп. сов. гляциологии. Фрунзе, 1968.
- Казакова Н. М. Некоторые данные о древнем оледенении Китая. — В кн.: Вопросы геоморфологии и палеогеографии Азии. М., 1955.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963.
- Калесник С. В., Эпштейн С. В. Геологическое описание хребта Ак-Шийрак и части северного склона Кокшаала. — Тр. Ледн. экспед., вып. 2. Тянь-Шань, Верховья Большого Нарына. Л., 1935.
- Канаев В. Ф. Новые данные по геоморфологии и вертикальным движениям Курильской островной дуги. — Матер. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, т. I. М., 1961.
- Каплин П. А. Проблема происхождения фьордов и фьордового побережья СССР. — В кн.: Вопросы географии, № 46. М., 1959.
- Кинг Ф. Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде. — В кн.: Четвертичный период в США. М., 1968.
- Климат Киргизской ССР (под ред. З. А. Рязанцевой). Фрунзе, 1965.
- Ковалевский С. А. О покровном оледенении Горного Крыма, его времени, условиях и важнейших последствиях. — Докл. АН СССР, т. 171, № 2, 1966.
- Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. — Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 30. М.—Л., 1947.
- Корейша М. М. О соотношении современного оледенения и тарынов (наледей) хребта Сунтар-Хаяты. — Гляц. исслед., № 5. М., 1960.
- Корейша М. М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята. — В кн.: Результаты исследований по программе МГГ, гляциология, № 11. М., 1963.
- Королев В. Г., Рябоконь С. А. Четвертичные отложения верховьев реки Нарын. — В кн.: Матер. по геологии Тянь-Шаня, вып. 1. Фрунзе, 1961.
- Костенко Н. Н. Окрестности г. Алма-Ата—оз. Иссык. — В кн.: Путеводитель по геологическим маршрутам южного Казахстана. Алма-Ата, 1961.
- Костенко Н. П., Макаров В. М., Макарова Н. В. Об особенностях древнего оледенения Тянь-Шаня на примере высокогорных районов (бассейны рек Сары-Джаз и Нарын). — В кн.: Матер. Третьего всесоюз. гляциол. симп. Усп. сов. гляциологии. Фрунзе, 1968.
- Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., 1968.
- Кравцов Г. С. Опыт применения магнитометрии в гляциологии. — В кн.: Гляциология Алтая, вып. 1. Томск, 1962.
- Кренке А. Н. Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1973.
- Куликовский К. Т., Эйдинов Ю. И. Геолого-тектонические условия формирования селей на северных склонах Заилийского Алатау. —

Матер. научно-техн. совещ. по вопросам и методике изучения и прогноза селей, обвалов и оползней. Душанбе, 1970.

- Курдюков К. В. Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964.
- Кьяррийнен Э. Поднятие суши в Финноскандии и связанные с ним проблемы. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., 1969.
- Лебедев В. Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов, 1968.
- Леонов Н. Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М., 1961.
- Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М.—Л., 1955.
- Личков Б. Л. О современной геологической эпохе. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1941.
- Личков Б. Л. Пояса полесий и происхождение основных элементов рельефа Русской равнины. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 8, № 1, 1944.
- Лоскутов В. В. О скорости новейшего поднятия Памира. — В кн.: Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана. Душанбе, 1969.
- Лузгин Б. К., Макаров В. И. О морфологических особенностях древнего оледенения северного Тянь-Шаня в связи со структурно-тектонической обстановкой. — Докл. АН СССР, т. 168, № 6, 1966.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли (некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии). — Сов. геология, № 59, 1957.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника горного Алтая. — В кн.: Неотектоника СССР. Рига, 1961.
- Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. — Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 38 (165). М., 1957.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., 1965.
- Максимов Е. В. К вопросу о древних оледенениях в Джунгарском Алатау. — Изв. ВГО, т. 90, вып. 1, 1958.
- Максимов Е. В. О новейших поднятиях Памиро-Алая. — Изв. ВГО, т. 101, вып. 2, 1969.
- Максимов Е. В. Стадии древнего оледенения и новейшая тектоника в горах Путорана, на Полярном и Приполярном Урале. — Докл. отд. и комисс. Геогр. общ. СССР, вып. 16. Л., 1970.
- Максимов Е. В. Экспедиция в Тянь-Шань. — Изв. ВГО, т. 103, вып. 2, 1971.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахит по наблюдениям 1932—1933 гг. — Тр. Второго МПГ. Памир, вып. 1, 1936.
- Марков К. К. Древняя снеговая граница как показатель новейшего поднятия гор. — В кн.: Проблемы физической географии, сб. II. М.—Л., 1942.
- Марков К. К. Гляциоизостатические движения земной коры. — Матер. совещ. по вопросам неотект. движений в Прибалтике. Тарту, 1960.
- Марков К. К., Бардин В. И., Лебедев В. Л., Орлов А. И., Суева И. А. География Антарктиды. М., 1968.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период, т. 3. М., 1967.
- Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., 1968.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. 1. М., 1965.
- Мартонн Э. Физическая география Франции. М., 1950.

- Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. — Тбилиси, 1956.
- Махачек Ф. Рельеф Земли, т. I. М., 1959.
- Мелекесцев И. В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы. — В кн.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., 1965.
- Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., 1961.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.
- Милановский Е. Е. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. — Докл. АН СССР, т. 130, № 1, 1960.
- Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. — Тр. Второй междунар. конф. Ассоциации по изуч. четверт. периода Европы, вып. 2. М., 1933.
- Митропольский А. С., Анищенко А. М. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне. — Геология и геофизика, № 12, 1964.
- Мурзаев Э. М. Древнее оледенение Центральной Азии. — В кн.: Развитие и преобразование географической среды. М., 1964.
- Мурзаева В. Э. Оледенение и озерный период на Цинхай-Тибетском нагорье. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1970.
- Мушкетов И. В. Вернское землетрясение 9 июля 1889 г. — Тр. Геол. ком., т. 10, № 1, 1890.
- Мушкетов И. В. Физическая геология. М., 1924.
- Нагинский Н. А. Основы общей динамики четвертичных ледниковых покровов. — Уч. зап. Туркменск. гос. унив., вып. II. Ашхабад, 1957.
- Назаров Г. Н. Оледенения и геологическое развитие Земли. М., 1971.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 2. М.—Л., 1956.
- Наливкин Д. В. Яркая страница геологической истории Азии. — Природа, № 8, 1960.
- Негребецкий Г., Семихатова Н. В. О верхнетретичных и четвертичных галечниках степного и предгорного Крыма. — Землеведение, т. 4, 1957.
- Несмеянов С. А. Количественная оценка позтапных новейших движений западного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, т. 173, № 1, 1967.
- Нехорошев В. П. Особенности новейшей тектоники Тянь-Шаня и Алтая. — В кн.: Основные идеи академика Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, 1960.
- Николаев Н. И., Бабак В. И., Медянцев А. И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид. — Сов. геология, № 3, 1967.
- Никольская В. В., Чичагов В. П. О четвертичном оледенении в бассейне Амура. — Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. XIX, 1962.
- Нотаров В. Д. Геоморфологические наблюдения в долине реки Иньльчек. — В кн.: Центральный Тянь-Шань. Тр. Укр. правит. научн. экспед., т. 2. Харьков, 1935.
- Обручев В. А. Новые сведения об образовании и свойствах ангарского и байкальского льда и необходимость новых исследований в этом отношении. — Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. общ., вып. 4. Иркутск, 1892.
- Острый Г. Б. Особенности залегания и формирования многолетнемерзлых пород в связи с геологическим строением территории (на примере приенисейской части Западно-Сибирской низменности). — Тр. Инст. мерзлотовед. им. В. А. Обручева, т. 19. М., 1962.

- Палиенко Э. Д. Следы древнего оледенения Копет-Дага. — Изв. АН ТуркмССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, вып. 6. Ашхабад, 1961.
- Пальгов Н. Н. Наблюдения над движением одного из каменных глетчеров хребта Джунгарский Алатау. — В кн.: Вопросы географии Казахстана, вып. 2. Алма-Ата, 1957.
- Панасенко Д. Г. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., 1969.
- Панов Д. Г. Космическое влияние в жизни Земли. — Изв. ВГО, т. 78, вып. 1, 1946.
- Панов Д. Г. Ландшафты Арктики в четвертичное время. — Уч. зап. геогр. факультета Ленинградск. пед. инст. им. М. П. Покровского, т. 4, вып. 2. Л., 1948а.
- Панов Д. Г. Геоморфология и гравиметрия. Там же, 1948б.
- Панов Д. Г. Географическое распространение и типы эпейрогенических движений. Там же, 1948в.
- Петров Б. Ф. Реферат работы Т. Шикама «Плейстоценовые проблемы Японии и сопредельных стран». — Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. пер., № 13, 1948.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., 1964.
- Попов А. И. Подземное оледенение северной Евразии. — В кн.: Подземный лед, вып. 2. М., 1965.
- Попов В. В. Новейшие тектонические движения Тянь-Шаня. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 2, 1954.
- Попов В. В., Резанов И. А. О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., 1955.
- Попова Г. З. О новейшей тектонике в Туюксу́йской морене Заилийского Алатау. — В кн.: Вопросы географии Казахстана, вып. 8. Алма-Ата, 1961.
- Ранов В. А., Сидоров Л. Ф. К вопросу об изменениях природных условий Памира в голоцене. — Докл. АН ТаджССР, т. 3, № 3, 1960.
- Ранцман Е. Я. Геоморфология Иссык-Кульской котловины и ее горного обрамления. М., 1959.
- Ранцман Е. Я. Некоторые вопросы геоморфологии Гармского района Таджикистана в связи с его сейсмичностью. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1960.
- Ранцман Е. Я. Новейшая и современная тектоника сейсмических районов горной Средней Азии по геоморфологическим наблюдениям. — В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., 1961.
- Растворова В. А., Щербакова Е. М. Поднятие Центрального Кавказа за поздне- и послеледниковое время. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1963.
- Растворова В. А., Щербакова Е. М. Молодые движения по разломам в Приказбекском районе Центрального Кавказа. — В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965.
- Резанов И. А., Файтельсон А. Ш. Архимедово равновесие и развитие земной коры. — Природа, № 12, 1971.
- Резниченко Т. Д., Резниченко С. Д. О некоторых закономерностях в развитии Земли. — В кн.: Земля во Вселенной. М., 1964.
- Рейнгард А. Л. О некоторых спорных вопросах гляциальной морфологии. — Изв. Казахск. отд. РГО, т. 25, № 2—3, 1947.
- Рухин Л. Б. Проблемы происхождения материковых оледенений. — Изв. ВГО, т. 90, вып. 1, 1958.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1962.
- Саидова Х. М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., 1961.
- Сакс В. Н., Белов Н. А., Лапина Н. Н. Современные представления о геологии Центральной Арктики. — Природа, № 7, 1955.

- Сапов О. П. Основные структуры восточной части Памиро-Алайской тектонической зоны в связи с ее сейсмичностью. — В кн.: Неотектоника и сеймотектоника Таджикистана. Душанбе, 1969.
- Сапожников В. В. Очерки Семиречья. — Тр. Томск. гос. унив., тт. 26, 28. Томск, 1905, 1907.
- Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., 1971.
- Селиванов Е. И. К вопросу о древнем оледенении Центральной Азии. — Изв. ВГО, т. 91, вып. 6, 1959.
- Семевский Д. В. Неотектоника архипелага Шпицберген. — В кн.: Матер. по стратиграфии Шпицбергена. Л., 1967.
- Сидоров Л. Ф. Наложение морен на Памире как свидетельство новейших поднятий. — Изв. ВГО, т. 97, вып. 1, 1965.
- Синицын В. М. Географические наблюдения в высокой Азии. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1958.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., 1959.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., 1962.
- Синицын В. М. Долгопериодические изменения геологических процессов. — Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 4, 1964.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
- Соболев Д. О гляциодислокациях. — Тр. Второй междунар. конф. Ассоциации по изуч. четверт. периода Европы, вып. 2. Л.—М., 1933.
- Соболевский Г. И. К современному и древнему оледенению в Западном Куэнь-Луне. — Изв. ВГО, т. 54, вып. 1, 1919.
- Соколовский И. Л. Неотектоника и развитие экзогенных процессов. — В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., 1970.
- Соловьев В. В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в южном Приморье. — Тр. Всесоюз. научно-исслед. геол. инст., вып. 64. М., 1961.
- Станюкович К. В. С какой скоростью меняется природная обстановка на Памире? — Изв. ВГО, т. 97, вып. 1, 1965.
- Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., 1963.
- Тамразян Г. П. О периодических изменениях климата и некоторых вопросах палеогеографии. — Сов. геология, № 7, 1959.
- Томирдиаро С. В. Оледенение Арктического бассейна в плейстоцене и его связь с наземным и подземным оледенением суши. — Тр. Аркт. и антаркт. научно-исслед. инст., № 294, 1970.
- Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., 1954.
- Тронов М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Томск, 1956.
- Тронов М. В. Ледники и климат. Л., 1966.
- Трофимов А. К. О возрасте и истории развития древних оледенений Западного и юго-восточного Памира. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Трофимов А. К. О режиме ледников Памира в голоцене. — Изв. ВГО, т. 101, вып. 2, 1969.
- Трофимов А. К. Тектонический и климатический факторы в истории древнего оледенения гор Средней Азии (Памир и Гиссаро-Алай). — В кн.: Матер. по геологии кайнозоя и новейшей тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.
- Ушаков С. А. Мощность материковых оледенений и реакция земной коры на их нагрузки. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1960.
- Ушаков С. А., Лазарев Г. Е. Об изостатическом прогибании земной коры в Антарктиде под тяжестью ледниковой нагрузки. — Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.
- Ушаков С. А., Красс М. С. Динамика коры и верхняя мантия в областях материковых оледенений. — В кн.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., 1969.

- Федорович Б. А. Типы движений предгорий. — В кн.: Структурная и климатическая геоморфология. М., 1966.
- Федорович Б. А. Нерешенные вопросы древних оледенений гор. — В кн.: Вопросы географии, № 74, М., 1968.
- Федорович Б. А., Ян Тин-сянь. Новые данные о характере и количестве оледенений китайской части Тянь-Шаня. — В кн.: Природные условия Синьцзяна. М., 1960.
- Фейрбридж Р. У. Сходимость данных об изменениях климата и об эпохах оледенения. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., 1966.
- Физическая география Китая (под ред. В. Т. Зайчикова). М., 1964.
- Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., 1963.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. — Геология и геофизика, № 1, 1960.
- Хагемейстер Е. Ф. Ледниковый период и Атлантида. — Природа, № 7, 1955.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 2. М., 1958.
- Цареградский В. А. Закономерные долгопериодические изменения скорости земного вращения и сопряженные с ними деформации земной коры. — В кн.: Земля во Вселенной. М., 1964.
- Чедия О. К. Геоморфология южного Дарваза. — Тр. АН ТаджССР, т. 99. Душанбе, 1958.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе, 1971.
- Чедия О. К., Трофимов А. К. Характер четвертичного оледенения гор юга Средней Азии. — Тезисы докл. 3-го Всесоюз. гляц. симп. Фрунзе, 1965.
- Чемекон Ю. Ф. Снеговая линия последнего верхнечетвертичного оледенения на юге Дальнего Востока СССР. — Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1961.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М., 1955.
- Шепард Ф. Земля под морем. М., 1964.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — Зап. Геогр. общ., нов. сер., т. 16. М.—Л., 1957.
- Шнитников А. В. О единстве общих условий распада вюрмского оледенения горных сооружений Евразии. — Гляциол. исслед., № 9, 1963.
- Шнитников А. В. Приливнообразующая сила как фактор изменчивости горного оледенения. — Географ. сб., XVII. Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. М.—Л., 1964.
- Шумилов Н. А. О стадильном заложении ригелей в Восточном Саяне и Кодаре. — Изв. ВГО, т. 96, вып. 4, 1964.
- Щербакова Е. М. Роль разрывных нарушений в создании рельефа гор юга Сибири. — В кн.: Вопросы географии, № 46. М., 1959.
- Щербакова Е. М. О палеогеографии горных стран. — В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., 1965.
- Щербакова Е. М. Склоновые процессы и типы склонов высокогорной зоны Большого Кавказа в палеогеографическом отношении. В кн.: Вопросы географии, № 85. М., 1971.
- Щукин И. С. Общая геоморфология, т. 1. М., 1960.
- Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Л., 1963.
- Эмилиани Ч. Изменения климата кайнозойской эры, определенные по стратиграфии и хронологии глубоководных колонок. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л., 1966.
- Barbier A., Cailleux A. Glaciaire et periglaciaire dans le Djurdjura occidental (Algerie). — Compt. rend. R. Acad. Sci., Paris, v. 231, 1950.
- Báth M. Seismicity of Fennoscandia and related problems. — Gerl. Beitr. Geophys., Bd. 63, 1953.

- Beck P. Über das schweizer und europaischer Pliozän. — *Eclog. Geol. Helv.*, Bd. 26, 1934.
- Behrmann W. Golfstrom und Eiszeit. — *Petermanns geogr. Mitt.*, Bd. 92, Hft 3/4, 1948.
- Bobek H. Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. — *Gletscherkunde*, Bd. 25, Hft 1, 1937.
- Büdel J. Bericht über klima-morphologische und Eiszeit Forschungen in Nieder-Afrika. — *Erdkunde*, Hft 6, 1952.
- Büdel J. Grossformenschatz und junge Landhebung in Spitzbergen. — *Geol. Rundschau*, Bd. 50, 1960/61.
- Chamberlain G. A group of hypothesis beacing on climatic changes. — *Journ. Glaciol.*, 1897.
- Clapperton Ch. M. The pleistocene moraine stages of westcentral Peru. — *Journ. Glaciol.*, v. 11, No. 62, 1972.
- Corbel J. Vitesse de l'erosion. — *Zeitschrift Geomorph.*, No. 1, 1959.
- Corbel J. Erosion et grands cours d'eau en France. — *Inform. geogr.*, No. 3, 1962.
- Cotton Ch. Growing mountains and infantile islands on the western Pacific fim. — *Geogr. Journ.*, No. 2, 1961.
- Creutzburg N. Kreta. Leben und Landschaft. — *Z. Ges. Erdkunde*, No. 1/2, Berlin, 1928.
- Einarsson T. Das Meeresniveau an den Küsten Islands in postglazialer Zeit. — *Neues Jahrb. Geol. u. Paläontol. Monatsch.*, Bd. 9, 1961.
- Fels E. Die Kare als Wahrzeichen junger Gebirgsbildung. *Frankfurter geogr. Hefte*, 1937.
- Furon L. *La paleogeographie*. Paris, 1941.
- Gröber P. Der südliche Tien-Schan. — *Geogr. Abhandl.*, Bd. 10, No. 1, Leipzig und Berlin, 1914.
- Hamilton R. A. a. oth. British North Greenland Expedition 1952—57. — *Geogr. Journ.*, v. 122, № 6, 1956.
- Heim A. The glaciation and solifluction of Minya Gongkar. — *Geogr. Journ.*, v. 87, № 5, 1936.
- Heim A. On the glaciation of South America as related to tectonics observations 1939—47. — *Eclog. Geol. Helv.*, v. 44, № 1, Basel, 1951.
- Heuberger H. Beobachtungen über die heutige und eiszeitliche Vergletscherung in Ost Nepal. — *Z. Geomorph.*, Bd. 3, Hft 3, 1956.
- Hughers T. Convection in polar ice sheets as a model for convection in the earth's mantle. — *Journ. Geoph. Res.*, № 11, 1971.
- Jäckli H. C. A. Pleistocene glaciation of the Swiss Alps and signs of Postglacial differential uplift. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, v. 84, 1965.
- Jaeger F. Eiszeit und Gebirgsbildung in Mexico. — *Frankfurter Geogr. Hefte*, Bd. II, Hft 1, 1937.
- Jemison T. F. On the cause of the depression and relevation of the land during the glacial period. — *Geol. Mag.*, v. 9, 1882.
- Jenks W. F. Peru. Handbook of South American Geology. N.—Y., 1956.
- Joset A., Holtzscherer J. J. Sondages seismiques au Groenland. — *Ann. geophys.*, v. 10, 1954.
- Kääriäinen E. On the recent uplift of the Earth's crust. — *Fennia*, v. 77, 1953.
- Keindl J. Untersuchungen über den Hofs- und Longjökull in Island. — *Z. Gletscherkunde*, Bd. 20, Hft 1/3, 1932.
- Klaer W. Studien zum Pleistozän im Libanon, im Sinaigebirge und im Toros Dagh. — *Verhandl. deutsch. Geographentag*, Bd. 32, 1960.
- Klaer W. Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebiet des Van-See (Ostanatolien). — *Z. Geomorph.*, Bd. 9, Hft 3, 1965.
- Kleibelsberg R., von. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 1, 2, Wien, 1948—1949.

- Kozarski S. Problem of Pleistocene glaciations in the mountains of East China. — Z. Geomorph., Bd. 7, Hft 1, 1963.
- Krueger H. K. E. Gesteinkörper und Inlandeis Grönlands in ihrer gegenseitigen Beziehung und Auswirkung. — Z. Gletscherkunde, Bd. 17, Hft 1—3, 1929.
- Lautensach H. Eiszeitstudien in der Serra da Estrela (Portugal). — Z. Gletscherkunde, Bd. 17, Hft 1—3, Leipzig, 1929.
- Lee J. S. Notes on traces of recent ice-action in Northern China. — Geol. Mag., v. 59, 1922.
- Løken O. H. Science on Baffin Island. — Canad. Geogr. Journ., No. 2, 1966.
- Louis H. Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. — Geol. Rundschau, Bd. 34, Hft 7—8, Stuttgart, 1944.
- Ludwig A. Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). — Wiss. Z. E.—M.—Arnd. Univ., Jg. 4, math.-naturwiss. Reihe, Hft 3/4, 1955.
- Machatschek F. Diluviale Hebung und eiszeitliche Schneegrenzendepression. — Geol. Rundschau, Bd. 34, Hft 7—8, Stuttgart, 1944.
- Maier W. Karbildung am Ätna. — Petermann's Mitt., Bd. 74, Hft 7/8, 1928.
- Mensching H. Morphologische Studien im Hohen Atlas von Marokko. — Würzburg. geogr. Arb., Hft 1, 1953.
- Messerli R. Das Problem der eiszeitlichen Vergletscherung am Libanon und Hermon. — Z. Geomorph., No. 4, 1966.
- Messerli R. Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. — Geogr. helv., Bd. 22, Hft 3, Bern, 1967.
- Mitchell G. W. Pleistocene mountain glaciers at medium altitude in Jalisco. — Mines Mag., v. 56, No. 5, 1966.
- Movius H. L. Early man and pleistocene stratigraphy in southern and eastern Asia. — Peabody Mus. Papers, Harvard Univ., v. 19, No. 3, 1944.
- Nansen F. Strandflat and isostasy. 1922.
- Nowack E. Die diluvialen Vergletscherungspuren in Albanien. — Z. Gletscherkunde, Bd. 17, Hft 1—3, Leipzig, 1929.
- Penck A. Eiszeitliche Krustenbewegungen. — Frankfurter Geogr. Hefte, Jg. 11, Frankfurt a/M., 1937.
- Planhol, de X. Position stratigraphique et signification morphologique des travertins subtauriques de l'Anatolie Sud-occidentale. — Acta INQUA, v. 4, No. 2, Rom, 1956.
- Poser H. Klimamorphologische Probleme auf Kreta. — Z. Geomorph., No. 4, 1957.
- Ramsay W. Orogenesis und Klinia. — Finska Vetensk. Soc. Forh., 52A, No. 11, 1910.
- Raynal R. Les phénomènes periglaciaires au Maroc et leur place dans l'évolution morphologique. — Biul. periglac., 4, Lodz, 1956.
- Report of the special Committee of the geophysical and geological study of continents, 1951—52. — Trans. Amer. Geophys. Union, No. 2, 1953.
- Rudzky M. Deformation der Erde während der Eiszeit. — Z. Gletscherkunde, No. 1, 1907.
- Saarmann G. Zur Morphogenese submariner Täler. — Die Erde, Hft 2, Berlin, 1951—1952.
- Schamp H. Die Hochgebirge des südlichen Sinai. — Die Erde, Bd. 3, Hft 1, Berlin, 1951.
- Schmitthenner H. Reisen und Forschungen in China. — Z. Ges. Erdkunde, Berlin, 1927.
- Schmitz H. Glazialmorphologische Untersuchungen in Bergland Nordwestspaniens. — Köln. geogr. Arb., No. 23, 1969.
- Schubert R., Sifontes R. Bocono fault, Venezuelens Andes: evidence of postglacial movement. — Science, No. 3953, 1970.

- Schwind M. Glazialmorphologische Studien in den Japanischen Nordalpen. — Mitt. Univ. Leipzig, Hft 14—15, 1936.
- Schwind M. Die eiszeitliche Vergletscherung Ostasiens. — Geogr. Zeitschrift, Bd. 48, 1942.
- Schytt V. Fluted moraine surfaces. — Journ. Glaciol., v. 4, No. 36, 1963.
- Sircu I. Citeva precizari in legatura en glaciata cnaternara din Carpatii Orientali Rominesti. — Natura, ser. geogr., geol., v. 16, No. 3, 1964.
- Smith P. S. Areal geology of Alaska. — US Geol. Surv. Prof. Paper, v. 192, 1939.
- Stratil-Sauer G. Der östliche Pontus. — Geogr. Z., Hft 9, 1927.
- Stratil-Sauer G. Beobachtungen in Ostpontischen Gebirge. — Mitt. Österr. geogr. Ges., Bd. 103, No. 1, 1961.
- Strom K. A plattered marginal plain in Norway. — Journ. Glaciol., v. 4, No. 34, 1963.
- Todtmann E. M. Gletscherforschungen auf Island (Vatna-Jökull). — Univ. Hamburg, Abh. aus dem Gebiet der Auslandkunde, Bd. 65, Reihe C (Naturwissenschaften), Bd. 19, 1960.
- Umbgrove J. H. The pulse of the earth. Hague, 1947.
- Valentin H. Present vertical movements of the British Isles. — Geogr. Journ., v. 119, No. 3, 1953.
- Verstappen H. Th. Preliminary geomorphological results of the Star Mountain expedition 1959, Central Netherlands New Guinea. — Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genet., v. 78, No. 3, Amsterdam, 1960.
- White S. E. Late pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccihuatl., Mexico. — Bull. Geol. Soc. Amer., No. 8, 1962.
- Wissmann H. Die quartäre Vergletscherung in China. — Z. Ges. Erdkunde zu Berlin, Hft 1—8, 1937.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. — Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. 2, Stuttgart, 1958.
- Wunderlich H. G. Gebirgsbildung der Gegenwart im Mittelmeerraum. — Umschau, No. 16, 1967.
- Wundt W. Luftdruckgürtel, Niederschläge und Vereisungen im Quartär. Relieftheorie, Niederschlagstheorie und Theorie der kosmischen Nebel als Erklärung für die Entstehung der Eiszeiten. — Meteorol. Z., Bd. 60, 1943.
- Wundt W. Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten. — Geol. Rundschau, Bd. 34, Hft 7—8, Stuttgart, 1944.

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5
Глава I. Влияние тектоники на эволюцию оледенения	11
О связи орогенических и ледниковых эпох	11
Климатические барьеры, созданные тектоникой	18
Тектоническая деятельность и множественность оледенений	22
Тектоника и метахронность развития ледников (в пределах одного оледенения)	26
О возможной метахронности горного оледенения в Восточной Азии (в масштабах плейстоцена)	32
Голоценовые максимумы оледенения и некоторые другие признаки активных новейших поднятий	38
Горные гребни, превосходящие по высоте древнюю снеговую линию, но не имеющие гляциальных форм	42
Тектоническая деятельность и подпрудивание ледников	44
Подземное оледенение и тектоника	49
Выводы	51
Глава II. Влияние тектоники на формирование и последующее преобразование скульптурных и аккумулятивных форм ледникового рельефа	53
Участие тектоники в формировании скульптурных гляциальных форм	53
Ориентировка форм ледниковой экзарации, предопределенная тектоникой	60
Тектоника как причина быстрого разрушения гляциальных форм	62
Каровые аномалии	64
Влияние тектоники на положение нижней границы оледенения. Тектоническое наложение морен	70
Реконструкция гор, погрузившихся ниже уровня моря, с помощью гляциальных отложений	82
Аккумуляция флювиогляциального материала, обусловленная тектоникой	84

	Стр.
Псевдогляциальные формы рельефа, формирующиеся при участии эндогенных сил	85
Выводы	88
Глава III. Влияние оледенения на движения земной коры. Деформации в подстилающих породах и ледниках	
Теория гляциоизостазии	90
Критика гляциоизостатических представлений	95
Активизированные движения	97
Влияние активизированных движений на эволюцию ледников	100
Активизированные движения в горных районах	102
Компенсационные валы, окаймляющие ледниковые щиты	106
О возможных изменениях параметров геонда в связи с разрастанием материковых оледенений	108
Гляциальная тектоника (псевдотектоника)	109
Криотектоника	112
Значение гляциологических исследований для изучения тектоники	114
Выводы	117
Литература	119

Бондарев Лев Георгиевич

ЛЕДНИКИ И ТЕКТОНИКА

*Утверждено к печати
Географическим обществом СССР*

Редактор издательства Е. А. Семенова
Художник И. П. Кремлев
Технический редактор Н. И. Каплунова
Корректор Г. И. Атлас

Сдано в набор 27/XI 1974 г. Подписано к печати 24/III 1975 г. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 8¹/₄ = 8,25 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 9.01. Изд. № 5939. Тип. зак. № 1656. М-31470. Тираж 1000. Цена 84 коп.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

84 коп.

1563



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ