МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

П.А. Окишев

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ И МОРФОСКУЛЬПТУРА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Учебное пособие

Томск
Издательский Дом Томского государственного университета
2017

УДК 551.32(075.8)
ББК 26.222.8
О504

Окишев П.А.

О504 Горные ледники и морфоскульптура ледниковых отложений : (научно-популярное инфографическое обозрение) : учебное пособие. – Томск : Издательский Дом Томского государственного университета, 2017. – 204 с.

ISBN 978-5-94621-608-1

В настоящем пособии преследуется цель привлечь внимание к разнообразию морфологии горных ледников, некоторым особенностям строения их поверхности, движения льда, формирования и распада сложных ледниковых комплексов, рельефообразующей работы ледников, формированию моренного покрова и многообразию микроформ на поверхности ледниковых отложений. При составлении пособия использованы данные дистанционного зондирования Земли из открытого источника «Google Планета Земля».

Для студентов, обучающихся по направлениям подготовки «География» и «Геология», а также для широкого круга специалистов, занимающихся исследованиями ледников.

УДК 551.32(075.8)
ББК 26.222.8

Рецензенты:
Д.А. Бураков, доктор географических наук, профессор
А.В. Поздняков, доктор географических наук, профессор

ISBN 978-5-94621-608-1

© П.А. Окишев, 2017
© Томский государственный университет, 2017

Предисловие

Горные ледники в настоящее время расположены в разных частях света, за исключением Австралии. Их общая площадь составляет лишь около 3% поверхности суши, но они играют огромную роль в жизни людей, населяющих горные страны (определяют специфику почвенно-климатических условий; формируют водные потоки, определяют особенности внутригодового режима их стока; привлекают значительные массы людей для организации специфических видов спорта и туризма, эмоционального наслаждения их аттрактивностью и т.д.).

Наибольшую площадь горные ледники занимают в Гималаях и Малой Азии (98 тыс. км²), в горах Аляски (74 тыс. км²), Канады (79 тыс. км²), в Андах Южной Америки и на Огненной Земле (33 тыс. км²). Имеются горные ледники в Западной Европе (Скандинавия, Альпы, Пиренеи), Новой Зеландии и даже в Африке (вулканический массив Килиманджаро). На территории Российской Федерации горные ледники располагаются на островах Арктического бассейна (Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новая Земля), в горах Урала, Камчатки, в хребтах Черского, Сунтар-Хаята, Корякского нагорья, Большого Кавказа, Восточного Саяна и Горного Алтая.

В настоящем пособии кратко рассмотрены особенности структуры и динамики ледников и ледниковых комплексов. Приведено большое количество рисунков, источником которых послужили данные из сервиса «Google Планета Земля», позволяющих оценить деятельность ледников и их влияние на рельефообразующие процессы.

1. Краткие общие сведения о рассматриваемых природных феноменах

В большинстве горных стран имеются более или менее значительные скопления природных атмосферных льдов, известные под названием горных ледников. Их наличие не только разнообразит структуру горных ландшафтов, но и оживляет, украшает, усиливает аттрактивность горного пейзажа, привлекает внимание любителей экстремального туризма, альпинистов и специалистов-гляциологов, геоморфологов.

Площадь некоторых горных ледников составляет лишь десятые доли квадратного километра, другие достигают многих сотен квадратных километров (ледник Федченко на Памире – 651,7 км², Южный Иныльчек в Тянь-Шане – 567,2 км²). В больших пределах изменяется и толщина (мощность) горных ледников (от первых десятков метров у простых малых ледничков до многих сотен метров у крупных сложных долинных ледников).

Весьма разнообразна морфология горных ледников, что обусловлено степенью расчленённости горного сооружения, на котором располагаются ледники, климатическими характеристиками территории оледенения (направление основных влагонесущих воздушных масс, количество выпадающих твёрдых атмосферных осадков, температурный режим периода абляции и др.), экспозицией горных склонов, абсолютными высотами хребтов и др.

Существует несколько морфологических классификаций горных ледников. На рис. 1 приведена иерархическая система, в которой основные типы ледников перечисляются как система соподчинённых понятий.

В периферийных частях горных стран можно встретить одинокий небольшой ледничок, нашедший своё место в наиболее благоприятных ороклиматических условиях (западина на подветренном

склоне теневой экспозиции горного хребта). В большинстве же ледники располагаются группами на наиболее поднятых участках хребта, образуя так называемые ледниковые комплексы. Последние, в зависимости от морфологии каменного основания, которое покрывают ледники, образуют различные в плане структуры: центробежные, когда от некоторого центра ледники направлены в разные стороны веерообразно (рис. 8, 9), центростремительные, когда с окружающих межгорную котловину хребтов ледники спускаются в направлении межгорного понижения (рис. 13), перистые, когда ледники располагаются на обоих склонах линейно вытянутого хребта (рис. 10), продольные односторонние на подветренном или экспозиционно теневом склоне (рис. 11). Есть, конечно, и не столь упорядоченные ледниковые комплексы, особенно в местах пересечения двух или нескольких горных хребтов (горных цепей). Сосредоточение здесь большого числа ледников разных размеров и разных морфологических типов образует ледниковый узел.

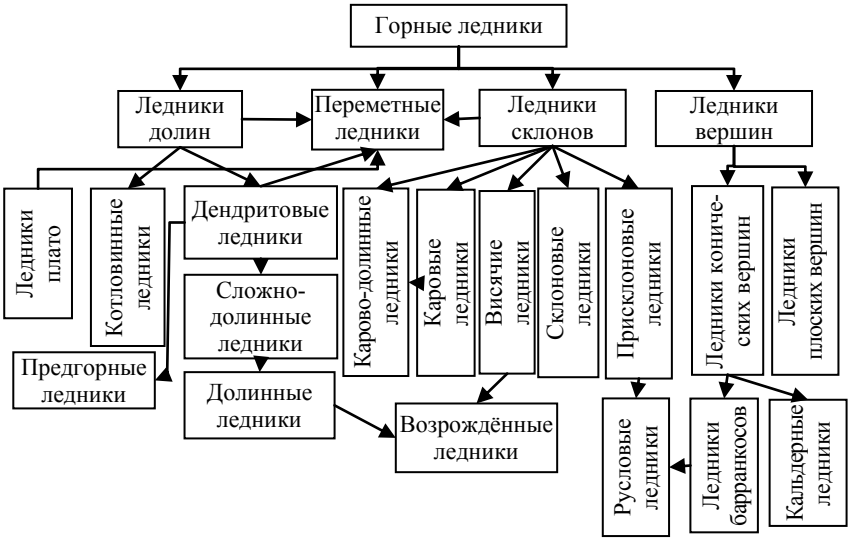


Рис. 1. Морфологическая классификация горных ледников
[3. С. 288]

Человеку, впервые встретившемуся с ледником, может показаться, что это неподвижная масса льда с неровной, более или менее засорённой камнями поверхностью, местами трещиноватой, местами расчленённой ручейками и углублениями с водой. На самом же деле ледниковый лёд движется «в виде вязкопластического течения по ложу или внутренним слоям под действием силы тяжести… Согласно современным представлениям, оно обусловлено комбинацией двух основных механизмов: одного – вязкопластических деформаций, зависящих от температуры и вызываемых давлением вышележащего льда… И второго – скольжения по ложу, бортам и внутренним ослабленным поверхностям… Доля скольжения льда в суммарной скорости меняется от нуля до 90%. Часто оба механизма вносят одинаковый вклад… Вектор скорости движения ледника только в среднем параллелен ложу и поверхности. В области питания он отклоняется вниз, так что линии тока входят в ледник, а в области абляции направлен вверх от ложа и линии тока выходят к поверхности ледника, поставляя материал для абляции. В плане линии движения льда расходятся от стрежня вследствие вращения льда из-за замедления скорости к бортам…» [3. С. 115].

«Суммарные скорости движения льда возрастают от нескольких метров в год на малых горных ледниках до 50–200 м/год на крупных ледниках…

В пульсирующих ледниках, периодически теряющих устойчивость в процессе автоколебаний, скорости движения льда возрастают до сотен метров в сутки (десятки км/год) во время подвижек, затухают после них и медленно увеличиваются до нормальных в стадию восстановления, чтобы вновь резко возрасти по всей длине ледника в стадию подвижки» [Там же. С. 116].

На участках крутого перепада высоты поверхности в продольном профиле горного ледника сплошность ледниковой массы разбивается глубокими поперечными трещинами и поверхность приобретает вид беспорядочного нагромождения ледяных глыб, пла-

стин, блоков. Эти участки глыбового или блокового движения льда известны под названием ледопадов. На участках ледопадов тело ледника иногда настолько интенсивно дробится, что становится труднопроходимым даже для спортсменов со специальным снаряжением. Вся эта масса ледяных пиков, зубцов и отвесных ледяных стенок носит название «сераки».

При неоднократном посещении ледника через более или менее продолжительные отрезки времени даже в течение одного года нетрудно заметить, что сераки меняют свои очертания и местоположение, острота пиков, зубцов, граней смягчается. Вниз по ледопаду хаотичность ледяных глыб и трещин между ними уменьшается, и к подножью ледопада поверхность ледника выравнивается, трещины закрываются. Помеченная наблюдателем глыба или пластина через некоторое время исчезает в рельефе ледниковой поверхности. Причиной этого являются обтаивание глыб блоков под действием солнечной радиации и адвективного тепла воздуха в летний (абляционный) период и пластические свойства самого льда, его течения.

В том, что лед в ледниках движется, можно убедиться и без специальных исследований. Каждый наблюдательный человек без труда может заметить в приконцевой части ледникового языка узкие трещинки, протягивающиеся в его поперечном профиле и нередко сопровождающиеся некоторой концентрацией обломочного материала (размером от крупных песчинок до мелких камешков, щебёнки). Если проследить форму этих трещинок в плане, то окажется, что они имеют вид дуги, вершина которой направлена в сторону конца ледника. Дугообразная форма этих трещин свидетельствует о разной скорости течения льда в осевой и боковых частях ледникового языка.

Ещё более выразительным свидетельством такого характера движения льда в поперечном сечении ледникового языка являются так называемые огивы – «системы широких полос льда светлого и тёмного цвета, которые чередуются на поверхности некоторых

ледников ниже ледопадов и протягиваются поперёк языков, образуя ряды вложенных стрельчатых дуг (аркад, шевронов), обращённых выпуклостями в направлении движения льда. Суммарная ширина пары полос (одной тёмной и одной светлой) равна годовому смещению ледниковой поверхности.

При объяснении генезиса огив в настоящее время предпочтение отдаётся гипотезе Дж. Ная (рис. 2), согласно которой их тёмные полосы возникают на участках льда, прошедших через ледопад в период абляции, а светлые полосы – на участках, прошедших через ту же зону в период аккумуляции» [3. С. 309].

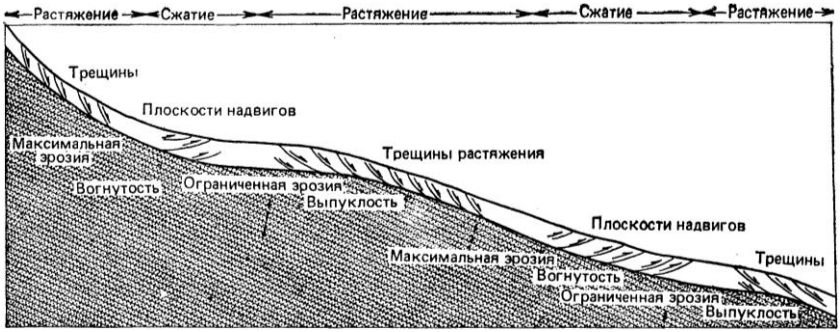


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая идею Дж. Ная о растягивающем и сжимающем течении льда и их соотношении с вогнутыми и выпуклыми участками профиля ложа [9. С. 349]

Следствием неодинаковой скорости вязкопластического течения льда в средней и боковых частях ледникового языка являются и краевые трещины, которые можно наблюдать на незасорённых или слабо засорённых моренным материалом боковых участках языка. Правда, последние в основном закрыты слоем обломочного материала горных пород и в рельефе поверхности ледника представлены в виде продольных валов – боковых морен.

Упомянутые выше поперечные дугообразные трещинки в приконцевой части ледниковых языков фиксируют выход на поверхность ледника границ плоскостей скола, по которым вышележа-

щие по продольному профилю блоки, пластины смещаются, надвигаются на впередилежащий массив льда [10. С. 84]. Иногда, по-видимому, при наличии мощного слоя придонного мореносодержащего льда по плоскостям сколов к поверхности выводятся значительные массы обломочного материала (рис. 3). В большинстве случаев в результате этого в привершинной части надвиговой дуги наблюдается сегментовидное пятно поверхностной морены. Реже на леднике образуется дугообразный поперечный моренный вал с ледяным ядром, переходящий непосредственно в валы боковых морен. Мы предлагаем такие образования назвать моренным поясом. Встречаются ледники с одним, но очень выразительным поясом (рис. 81, 86) шириной до нескольких десятков метров и высотой в несколько метров. Отмечены и ледники с несколькими моренными поясами, сравнительно слабо выраженными в рельефе из-за меньшей концентрации моренного материала (рис. 87).

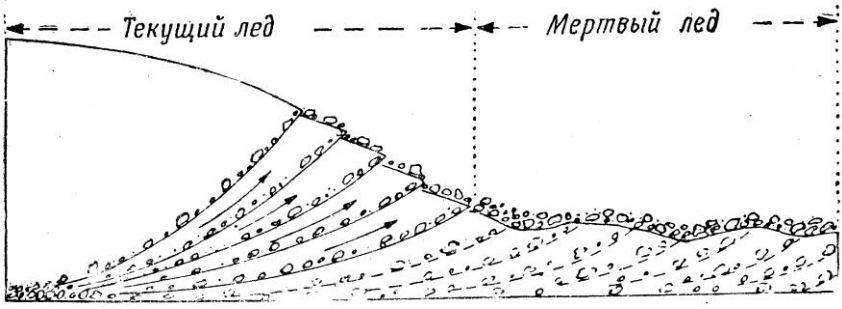


Рис. 3. Разрез конечной части ледника, показывающий, как в результате движения льда по направленным вверх поверхностям надвига базальные наносы превращаются в наледниковые. Так как при абляции мощность краевой части ледника уменьшается настолько, что его движение прекращается, поверхности надвига ледника (прерывистые линии) перестают быть активными; абляционные наносы скапливаются на его поверхности [10. С. 84]

О пластичности ледникового (глетчерного) льда убедительно свидетельствует его растекание при некоторых благоприятных морфологических условиях. Известны так называемые булавовид-

ные горные ледники. Они названы так за то, что при выходе из узкой глубокой горной долины на плоскую предгорную равнину лёд получает возможность растекаться в стороны и образовывать булавовидные расширения (рис. 105). При близком расположении таких ледников на одном склоне их булавовидные концы могут соприкасаться и даже сливаться, образуя предгорные ледяные шлейфы. Чаще, однако, растекание льда встречается ещё в пределах долины, когда устьевые участки долин её притоков не заняты ледником. В результате затекания льда в эти долины притоков или западины в склонах основной долины возникают более или менее значительные расширения ледникового потока вплоть до образования коротких боковых язычков (рис. 98–100). Отмечены случаи, когда такие боковые язычки смежных ледников направляются в одно и то же междолинное поперечное понижение, встречаются и образуют поперечную ледяную перемычку между двумя параллельными долинами (рис. 95). В прошлые ледниковые эпохи такое явление, по-видимому, имело широкое распространение в горных областях и стало основанием для выделения в морфологических типах ледниковых систем сетчатого типа оледенения.

Пластичностью глетчерного льда определяется и плановая форма некоторых длинных ледниковых языков, плавно меняющих своё направление течения практически на прямо противоположное в соответствии с морфологией долины (рис. 94, 101, 103, 106).

Наконец, о том же – пластичности – свидетельствует и причудливый рисунок (петли полос) поверхностной морены некоторых пульсирующих ледников (рис. 122). Пульсирующим [3. С. 358] считается «ледник, которому свойственны резко выраженные релаксационные колебания, приводящие к перестройке его динамического режима и перераспределению в нём вещества без изменения общей массы. Подобная динамическая неустойчивость обусловлена взаимодействием внешних факторов с реологическими свойствами льда ледника, что приводит к периодическим колебаниям с большой амплитудой скорости движения. Резкое

перемещение вещества в леднике, как правило, сопровождающееся продвижением его конца, представляет собой подвижку ледника.

Кроме валообразных боковых и срединных морен на поверхности ледников ниже фирновой границы (границы между областями питания и абляции, рис. 21) в большем или меньшем количестве встречаются обломки горных пород. Часть из них образует скопления разных размеров, другие обломки разобщены. Самые крупные уплощённые каменные глыбы чаще всего находятся на ледяных возвышениях, иногда достаточно высоких (до 1–1,5 м) и относительно тонких. Это так называемые ледниковые столы, или каменные грибы. Их формирование обусловлено разной интенсивностью таяния льда вокруг каменной глыбы и непосредственно под ней. Постепенно это приводит к «росту ножки» каменного гриба, т.е. увеличивается разница уровней поверхности льда, экранированной обломком горной породы, и поверхности ледника за его пределами. Со временем «ножка» гриба (стола) становится всё тоньше, в какой-то момент не выдерживает каменной нагрузки, деформируется, и каменная глыба скатывается, соскальзывает со своей «подставки», после чего формирование подобного образования начинается на новом месте.

На поверхности ледниковых языков можно встретить конусовидные скопления моренного материала высотой до 1–1,5 м, реже более высокие. Под моренным материалом обнаруживается ледяная пирамидка. Эти образования по своим формам и размерам напоминают муравейники и за это сходство получили название «муравьиных куч» [3. С. 282]. Их образование также обусловлено защитой от таяния участка льда, оказавшегося под значительным скоплением обломков горных пород. Свою конусовидную форму эти скопления приобретают в результате сползания части обломков к основанию по мере увеличения разницы высот ледниковой поверхности непосредственно под каменным скоплением и поверхности ледника вокруг него.

В противоположность отмеченным положительным формам микрорельефа на ледниковых языках наблюдаются и отрицательные микроформы – ледниковые блюдца и ледниковые стаканы. В летний период освободившаяся от сезонного снега поверхность ледникового языка становится неровной из-за образования так называемой коры таяния. Под ней понимается «верхний сильно разрыхленный слой льда толщиной 5–10 см в области абляции ледника, возникающий в результате солнечного выветривания льда под воздействием прямой солнечной радиации, проникающей в глубь льда и вызывающей таяние внутри его верхнего слоя» [3. С. 180]. Наряду с такой шероховатостью коры таяния в отдельных местах на поверхности ледникового языка встречаются цилиндрические углубления в несколько сантиметров шириной и глубиной, заполненные прозрачной водой. Это «ледниковые стаканы» – следствие проплавления льда нагретыми солнцем скоплениями тёмного мелкообломочного материала, покрывающими дно этих стаканов. Более крупные по площади аналогичные абляционные формы микрорельефа принято называть ледниковыми блюдцами. На горных ледниках средних широт глубина ледниковых стаканов и блюдец редко превышает 10 см. В низких широтах более длительный период высокого стояния солнца обусловливает более глубокое протаивание льда под скоплениями мелкозёма, и тогда формируются значительные по ширине каверны с водой. На отдельных ледниках массовое развитие таких образований существенно усложняет и разнообразит поверхность языков (рис. 203).

Ледники – один из мощнейших экзогенных рельефообразующих факторов. Морфология гор, подвергавшихся воздействию оледенения в прошлом или имеющих современное оледенение, существенно отличается от гор, никогда не имевших ледников на своей поверхности. В учебной и научной литературе для общей характеристики горных стран применяется понятие «альпийский тип рельефа», и присущ он не всей горной стране, а только той его

части, которая отличается резкой расчленённостью, крутизной и скалистостью склонов, остротой вершин и зазубренностью водораздельных гребней. Но главное – только на этой территории встречаются в пригребневой части хребтов креслообразные углубления на склонах – кары.

В энциклопедическом словаре по физической географии кар описывается как «естественное чашеобразное углубление в привершинной части гор с крутыми скалистыми склонами и пологовогнутым днищем» [11. С. 182]. Более полная характеристика кара как формы рельефа дана в Гляциологическом словаре [3. С. 163]. В англоязычной научной литературе такая форма рельефа называется цирком. Размеры каров зависят от степени их развития. Преобладают кары шириной не более 1–2 км при высоте задней стенки около 0,3 км, но есть и более значительные чашеобразные впадины в головных частях горных долин. Эти обширные более сложные по морфологии в сравнении с типичным каром формы принято называть ледниковыми цирками.

Кары располагаются на разной абсолютной высоте даже в одной горной стране, а тем более в разных горных сооружениях. Они встречаются в виде единичных углублений в приводораздельной части низких горных хребтов и на склонах горных долин, но чаще образуют группы из нескольких каров с близким по гипсометрическому положению уровнем днищ. В областях современного оледенения многие кары заняты самостоятельными каровыми ледничками либо вмещают составные части области питания сложных долинных ледников. Сходная морфология каров с современными ледниками и каров без таковых в настоящее время однозначно свидетельствует об определяющей роли ледников в происхождении и развитии этих специфических форм рельефа гор. «В северном полушарии кары предпочтительно ориентированы на север и восток, в южном – на юг и восток, что объясняется эффектами инсоляции и ветрового переноса снега. Развитие каров происходит вблизи снеговой линии, поэтому высоты их днищ используются

при реконструкциях высот древних границ питания» [3. С. 164] (рис. 27).

Другим следствием экзарационной (эрозионной) рельефообразующей работы ледников является формирование троговых долин (рис. 4). Под троговыми понимаются «долины ледниковых и древнеледниковых областей, основные геоморфологические особенности которых связаны с ледниковой эрозией. Для них характерны корытообразные (U-образные) поперечные профили с широким дном и крутыми вогнутыми бортами. Борта типичных троговых долин горных стран вверху переходят в обработанные льдом наклонные площадки, называемые плечами трогов» [Там же. С. 464].

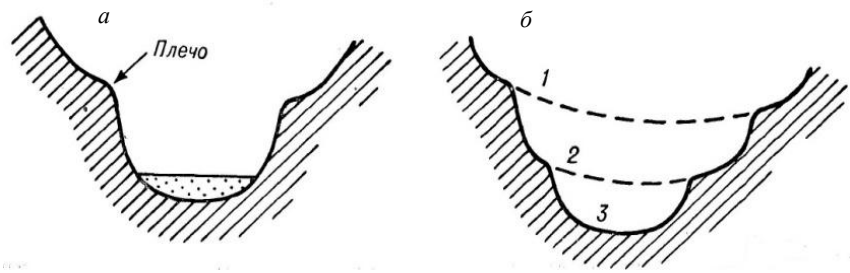


Рис. 4. Схематические профили троговых долин: *а* – поперечный профиль простого трога, *б* – вложенные троги (цифры показывают предполагаемую последовательность врезания корытообразных долин) [Там же. С. 465]

Считается, что большинство троговых долин произошло в результате ледниковой переработки речных долин – их экзарационного расширения, спрямления и неравномерного углубления» [3. С. 465].

Наиболее хорошо корытообразный поперечный профиль долин представлен на небольшом удалении от современных ледников или в головной части безледниковых ныне долин, по мере удаления от которых склоны трога претерпевают влияние последующих наложенных экзогенных процессов (осыпи, обвалы), но сохраняют широкое вогнутое днище на большом расстоянии (рис. 5, 6).

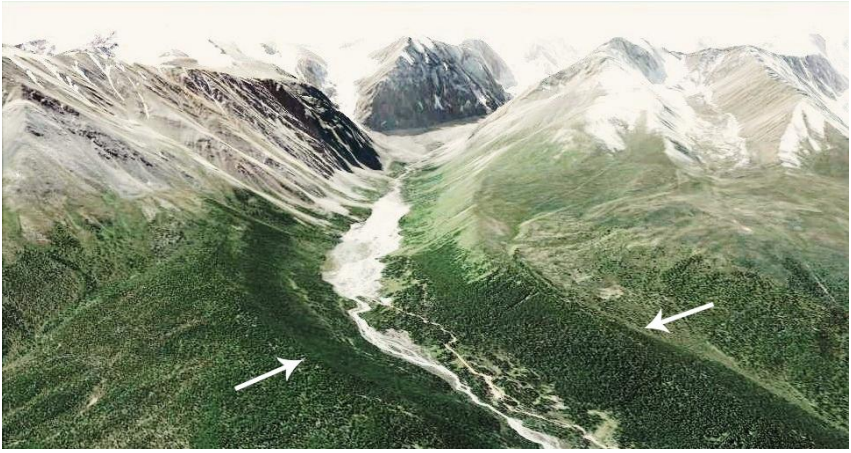


Рис. 5. Поперечный профиль трога в высокогорье с современными ледниками в головной части долины. На переднем плане на выходе из гор борта долины представлены мощными (до 200 м) валами береговых морен (стрелки)

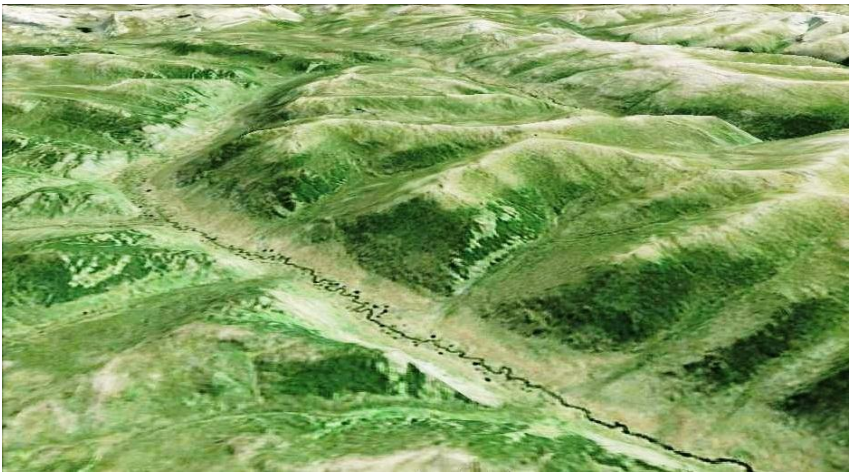


Рис. 6. Троговые долины в среднегорье, подвергавшемся оледенению в позднем неоплейстоцене. Язык главного ледника выработал широкодонную долину и резко обрезал устьевую часть долин притоков

Визуальным признаком активной экзарационной работы ледника кроме формы каров и троговых долин могут служить отмеченные выше пятна моренного материала у вершин дугообразных трещин в средней части ледниковых языков и моренные пояски (рис. 81, 85, 86). В тех и других преобладают неокатанные обломки разного размера, но встречаются и достаточно хорошо окатанные, вынесенные из-под ледника к поверхности по плоскостям сколов и надвигов ледниковых блоков, пластин. Ещё более выразительным свидетельством донной экзарации (донной эрозии) являются освободившиеся из-под ледника при его сокращении так называемые «бараньи лбы» и «курчавые скалы», привлекающие внимание необычностью, экзотичностью своей поверхности и формы.

«Бараньи лбы – продолговатые асимметричные холмы высотой от нескольких метров до десятков метров, сложенные прочными, чаще всего изверженными породами со следами интенсивной ледниковой обработки. Длинные оси бараньих лбов вытянуты в направлении движения льда; их проксимальные (напорные) стороны имеют пологие уклоны и сглаженную округлую форму, они покрыты штрихами, бороздами и серповидными шрамами; дистальные склоны бараньих лбов крутые, с неровной «рваной» поверхностью… Скопления бараньих лбов образуют геоморфологические комплексы, называемые курчавыми скалами» [3. С. 53].

Практически все горные ледники, имеющие более или менее выраженный язык, в пределах этого языка ниже фирновой границы с обеих сторон ограничены боковыми валами моренного материала (однако у некоторых наступающих ледников язык не имеет боковых морен, его края представляют собой крутой высокий ледяной уступ, рис. 117, 120). Это так называемые боковые морены. Их размеры (высота и ширина) закономерно увеличиваются по мере удаления от фирновой границы в сторону конца ледникового языка. Это обусловлено тремя факторами: 1) увеличением толщины и плотности моренных валов по мере сокращения скорости движения льда в ледниках в этом направлении; 2) поступлением

дополнительных масс обломочного материала из придонных горизонтов ледника вследствие описанных выше особенностей движения льда в ледниковых языках; 3) увеличением разницы слоя стаивания льда под мореной и на незасорённых или слабозасорённых поверхностях по мере увеличения продолжительности поверхностной абляции.

Под моренным чехлом валы боковых морен сложены льдом в виде подморенного вала. Его формирование и сохранение связаны с бронирующим от таяния эффектом моренного чехла определённой толщины. Как правило, береговые морены заканчиваются на конце ледникового языка, реже вал береговой морены можно проследить до ближайшей конечной морены.

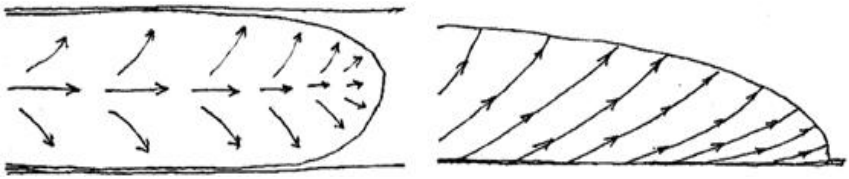
В пределах ледникового языка ближе к борту долины над боковой мореной возвышается ещё более высокий (мощный) вал обломочного материала, отделённый от первого (от боковой морены) более или менее глубокой ложбиной. Он не соприкасается непосредственно с краем ледника и прослеживается за пределами конца ледника иногда до последней по времени формирования стадиальной конечной морены. Этот вал называют береговой мореной. В отличие от боковой морены, обломочный материал которой находится в поступательном движении вместе с ледником, береговая морена является отложенной, неподвижной как форма рельефа. Слагающий её обломочный материал подвергается выветриванию, размыву и оползанию, поэтому на отдельных участках из-за постседиментационного разрушения береговые морены оказываются слабовыраженными или вообще прерываются. Размеры валов береговых морен значительно превышают таковые боковых морен. Их высота над дном долины у конца ледникового языка составляет десятки и даже первые сотни метров (рис. 143, 154), и по ней можно в первом приближении получить представление о мощности (толщине) ледника в тот период, когда нынешние береговые морены были боковыми.

В некоторых горных долинах ниже конца ледника можно наблюдать не один, а два-три вала береговых морен, разделённых

чётко выраженной ложбиной между ними. Самым высоким по объёму отложенного материала является внешний моренный вал. Он прослеживается по долине дальше других, которые прислонены к нему, и нередко заканчивается на некотором удалении от расположенной у конца ледника дугообразной конечной морены.

Важно отметить, что береговые морены всегда достаточно отчётливо отделяются от склонов бортов долины значительной ложбиной. В пределах ледниковых языков береговые морены отличаются узким острым гребнем. Ниже по долине острота гребня сглаживается, а ширина береговых морен возрастает. В некоторых долинах уже на удалении первых километров от ледника ширина валов береговых морен составляет до двух третей общей ширины долины, т.е. береговые морены в поперечном профиле долины напоминают аккумулятивные речные террасы. В понижении между береговой мореной и бортом долины можно встретить озёра с прозрачной водой бирюзового цвета.

Огромные массы обломочного материала береговых морен отложены ледниками в результате выноса его со дна долин движущимся льдом. Наше представление об этом процессе схематично изображено на рис. 7. О веерообразном пути движения обломочного материала однозначно свидетельствует глубокая продольная ложбина между внешним склоном береговой морены и склоном борта долины, а особенно ложбина между валами береговых морен одного и того же ледника. Захват обломочного материала со дна долины и вовлечение его в движение производится придонными горизонтами льда, и он перемещается по наклонно поднимающимся в дистальном направлении плоскостям скола. Обломочный материал ограничивающих ледник склонов горных долин в своём движении обычно не распространяется дальше подножья внешнего склона береговой морены. Даже крупные сгружения обломочного материала, вынесенного со склона долины, не нарушают общей валообразной формы береговых морен, хотя и осложняют профиль их внешнего склона (рис. 144, 151).



а *б*

Рис. 7. Схема движения льда и обломочного материала (показаны стрелками) в приконцевой части горного ледника в плане (*а*) и в продольном разрезе (*б*)

Выше отмечено, что в некоторых долинах береговые морены занимают до двух третей поперечного профиля их придонной части, а высота береговых валов над урезом современных рек достигает первых сотен метров. Так, в долине р. Талдуры перед её слиянием с р. Чаганом (Алтай) правобережный моренный вал поднимается на 250 м над поймой. В долине р. Актру (Алтай) по её левому борту вал распластанной береговой морены образует бровку на переходе от склона долины к водораздельному плато на высоте 200 м над дном долины. В долине р. Сурхоба (Памир) в 30 км от современного конца ледника Федченко напротив пос. Джайилган по левобережью сохранился крупный участок береговой морены (рис. 108). По долине он прослеживается на расстоянии около 8 км, отделён от коренного склона долины понижением с озёрами. Выпуклая в целом его поверхность осложнена пятью продольными валами. Ширина морены достигает 500 м, а вершинная её часть лежит на высоте 450 м над прилегающей поймой. Столь же высокой является правобережная береговая морена большого Маашейского ледника (Алтай) на поперечном профиле долины в районе моста. Внешний склон этой морены, обращённой на восток, к озеру Караколь, распластан, незаметно поднимается над поверхностью предгорного плато, а к реке спускается круто, местами обрывисто. По ряду морфологических признаков отмеченные береговые морены в долинах рек Талдура, Актру и Маашей сформированы ледниками второго позднеплейстоценового максимума (около 13 тыс. лет тому назад).

Иногда в рельефе поверхности береговых морен достаточно отчётливо прослеживаются серии поперечных к продольному профилю долины валиков. Их высота и ширина не превышают первых метров, а расстояние между смежными валиками изменяется в пределах 20–30 м (рис. 187, 188). Механизм формирования этих поперечных валиков в пределах береговых морен пока не изучен. Как нам представляется, они являются остатками дугообразных валов огив с моренным чехлом. Такие валики обнаружены у некоторых ледников в их краевой части (рис. 196) и, возможно, сохраняются при некоторых благоприятных условиях в процессе деградации льда.

В абсолютном большинстве придонная часть долин в поперечном профиле напоминает форму корыта, за что и получила своё название «трог» (корытообразная долина). В таких долинах по мере сокращения ледника дно между береговыми моренами выстилается отложениями так называемой основной морены, представляющей собой структуру из остатков донной морены, наложенного на неё материала абляционной морены и флювиогляциальных отложений в разных соотношениях. Морфоскульптура поверхности этой основной морены в значительной мере является вторичной, изменённой работой водотоков.

В некоторых долинах Памира, Гималаев, преимущественно на большой абсолютной высоте, где деградация ледников происходит под большим влиянием испарения льда, талый сток не справляется с поступающим к концу языка обломочным материалом. В результате в приконцевой части ледникового языка скапливается, нагромождается огромная масса морены, оконтуривающая конец ледника. Открытый ледниковый язык занимает ограниченное продольное понижение на поверхности этого мощного «моренного пьедестала» (рис. 159, 160, 167).

На Алтае в массиве Белуха на мощном моренном пьедестале залегают языки ледников Большой Берельский и Братьев Троновых. У последнего в пьедестале нет даже эрозионного углубления (долинки), по которому стекала бы талая вода. Весь талый сток

фильтруется через моренную толщу и собирается в общий поток из массы мелких ручейков в подножии пьедестала.

В горных долинах, заполнявшихся ледниками, у подножия горных хребтов, испытавших оледенения, в межгорных котловинах и на междуречных плато в областях былого оледенения движение путешественника осложняется нагромождениями обломочного материала с неровной холмисто-западинной или увалисто-ложбинной поверхностью. В долинах такие нагромождения обломочного материала часто образуют в плане дугообразные валы, обращённые вершиной вниз по течению. Эти валы в одном или нескольких местах прорезаны узкими V-образными сквозными долинками, по которым стекает (или стекала в прошлом) вода из вышележащей части речного бассейна. Вместе с тем в других местах тех же долин дно перегорожено хаотическим скоплением холмов разных размеров, в плане образующих сегментовидную форму с выпуклым краем вниз по долине. Те и другие поперечные нагромождения обломочного материала являются долинными конечными моренами. У бортов долин они сочленяются с береговыми моренами, образуют конечно-моренный комплекс и, таким образом, фиксируют последовательные этапы в постмаксимальной эволюции долинных ледников.

Каждая конечная морена формировалась у конца ледника в период его стационирования. В динамике ледников принято различать разные по продолжительности этапы их развития: ледниковые эпохи, или ледниковья, и, соответственно, межледниковья; стадиалы и разделяющие их межстадиалы; осцилляции. Поскольку первые из них являлись наиболее продолжительными, обеспечивались наиболее глубокими климатическими изменениями и ледники достигали наибольших размеров, конечно-моренные комплексы ледниковых эпох располагаются на наиболее низких гипсометрических отметках, где заканчивались ледники. Логично, казалось бы, ожидать, что они должны быть и наиболее крупными, выразительными в рельефе. В случаях, когда ледники выходили из

горных долин к подножию хребтов или достигали межгорных котловин, это действительно так. Но в долинах крупных речных бассейнов окончания даже сложно-долинных (дендритовых) ледников не маркированы крупными конечно-моренными образованиями. Причина этого, по нашему мнению, заключается, во-первых, в том, что конец дендритового ледника представлен льдом самых нижних ледниковых потоков, которые сформировались самыми последними из-за наиболее низкого высотного положения бассейна питания и потому стационировали, формировали конечную морену относительно недолго. Во-вторых, оставленная у конца такого ледника морена подвергается разрушению талыми ледниковыми водами и склоновыми процессами уже с самого начала деградации оледенения.

В межгорных котловинах и у подножия склонов горных хребтов конечно-моренные комплексы максимума последнего (поздненеоплейстоценового) оледенения представлены в виде значительных по площади и веерообразных в плане моренных плащей с относительно ровным или лопастным фронтальным уступом. В большинстве случаев фронт этих морен круто поднимается над прилегающим выположенным пространством и тем самым облегчает реконструкцию соответствующих ледников.

Самыми молодыми стадиальными моренами в долинах являются морены стадии XVII–XVIII вв. Они, за редким исключением, замыкают валы береговых морен на расстоянии в пределах видимости отступившего ледника. Это расстояние у разных ледников различно, но обычно не превосходит первых километров. Конечные морены этой стадии легко опознаются на местности, даже если они и не очень выделяются в рельефе. Они ещё слабо освоены растительностью, слагающий их каменный материал резко контрастирует с прилегающей с дистальной стороны задернованной поверхностью, поросшей растительностью. Даже на больших высотных отметках, куда не поднимаются деревья и кустарники, пространства с дистальной стороны морен имеют зеленоватый от-

тенок от редкой низкорослой травянистой растительности и накипных лишайников на поверхности крупных камней.

Во многих случаях именно конечно-моренный комплекс последней стадии наиболее выразительно своими размерами и свежестью рельефа демонстрирует результаты экзарационно-аккумулятивной работы ледников. Подчас, как отмечено выше, активная часть ледникового языка ограничивается узкой ложбиной на мощном маренном пьедестале.

Между конечной мореной последней стадии и концом ледника нередко можно встретить невыразительные по форме и массе обломочного материала поперечные морены. Это осцилляционные конечные морены. В некоторых случаях прослеживаются и сопряжённые с ними более или менее выраженные валы береговых морен. Но часто последние отсутствуют, по-видимому, из-за недостаточного количества обломочного материала, сгруженного ледником в период осцилляционной подвижки.

Как отмечалось выше, у подножия хребтов в межгорных котловинах и в приустьевых частях боковых долин ледниковые отложения покрывают значительные площади и имеют разную в плане форму. В таких образованиях конечную и береговые морены можно выделить только условно. Морфологически они с проксимальной стороны практически без уступа сливаются с неровной поверхностью внутренней части моренного поля. В рельефе такие моренные поля представляют собой плащ или пласт, наложенный на подстилающую поверхность. Подобные ледниково-аккумулятивные образования мы предложили назвать пластовыми конечно-моренными комплексами. Мощность моренного покрова в них очень изменчива, о чём свидетельствуют не только обнажения в береговых обрывах водотоков, пересекающих моренное поле, но и морфоскульптура его поверхности.

Морфоскульптура поверхности ледниковых отложений является результатом сложного взаимодействия динамики приконцевой части самого ледника, сил гравитации и инсоляции. По современ-

ным представлениям, «в образовании конечных морен принимают участие три механизма – сваливание, проталкивание и выдавливание – нагнетание моренного материала… Очевидно, что сваливание морены со склонов ледника может создавать крупные гряды лишь в случае очень длительного стационирования ледников. Проталкивание, т.е. процесс, похожий на работу бульдозера, сопровождает подвижки ледников и может создавать асимметричные гряды, нагромождая и дислоцируя морену и неледниковые отложения предполий. Выдавливанию подвергаются водонасыщенные моренные толщи, испытывающие неравномерное давление со стороны налегающего льда; их материал нагнетается в подлёдные трещины и туннели, с чем связано формирование сетчатых гряд и грядок…» [3. С. 205].

Микрорельеф пластовых конечно-моренных комплексов настолько разнообразен, что не может быть выражен каким-то общим определением. Он представлен самыми сложными сочетаниями валов, валиков разных размеров, направлений и протяжённости (короткие, сравнительно длинные, взаимно продольные, поперечные, диагональные и даже пересекающиеся друг с другом), бугров, замкнутых понижений с узким сплошным валиковым бордюром, сетчато-ячеистых микроформ и др. (рис. 174–176).

Всё это многообразие форм микрорельефа невозможно объяснить только факторами, приведёнными в цитате из гляциологического словаря. Динамика льда в приконцевой части ледниковых языков, безусловно, является определяющей в формировании всех субпараллельных валообразных разновидностей микрорельефа, но замкнутые валики по краям западинок (рис. 171) явно формировались при неподвижном состоянии льда, на омертвевшей части языка в результате сползания моренного материала к основанию ледяных бугров, а обнажение последних от моренного чехла привело к их стаиванию и образованию на месте бугров западинок.

Языковидные в плане участки пластовых конечно-моренных комплексов отражают неравномерные подвижки отдельных частей

сложных долинных ледников. В периферийной части пластовых конечных морен языковидные выступы (лопасти) приурочены к понижениям в рельефе ледникового предполья и обусловлены гравитационным смещением моренного материала. Об этом свидетельствует само местоположение этих лопастей и большая крутизна их фронтального уступа.

В зависимости от преобладания тех или иных микроформ на поверхности пластовых конечно-моренных комплексов мы предлагаем определить следующие их группы: ребристые, бугристые, ячеистые, блоковые, грядовые. В группе ребристых морен можно выделить отдельные разновидности: крупные длинные субпараллельные слабоволнистые (рис. 177, 179); крупные волнистые однонаправленные (рис. 180, 181); субпараллельные прерывистые (сардельковидные) (рис. 189); мелкие по размерам разнонаправленные на разных участках моренного поля (рис. 184). В группе бугристых морен можно выделить крупнобугристые и мелкобугристые разновидности (рис. 168, 169, 172). Ячеистый микрорельеф обычно сочетается с моренными буграми и грядками (рис. 170). В некоторых случаях их сочетание формирует сложный узорчатый рисунок (рис. 185).

2. Ледниковые системы

Ледниковая система – совокупность ледников, объединенных территорией, общими взаимосвязями с окружающей средой (условиями существования и воздействием на среду), внутренними взаимосвязями и свойствами и общими пространственными законами их изменения (рис. 8–14).

Ледники образуют иерархию систем разных рангов, например ледниковые системы Эльбруса, бассейна р. Баксан, Кавказа. Непосредственные внутренние связи имеются только внутри ледниковых комплексов, объединенных в непрерывные более или менее расчлененные тела. Гораздо чаще связи между ледниками осуществляются через окружающую среду. В горных ледниковых системах ледники отдают и аккумулируют малое количество энергии по сравнению с энергией атмосферы и гидросферы. Соседние ледники могут развиваться независимо друг от друга, хотя все вместе способствуют сохранению каждого отдельного ледника вследствие общего выхолаживания атмосферы.

Колебания климата приводят к тому, что ледниковые системы все время пребывают в переходном состоянии, т.е. соотношение отступающих и наступающих ледников не находится в строгом соответствии с текущим состоянием климата.

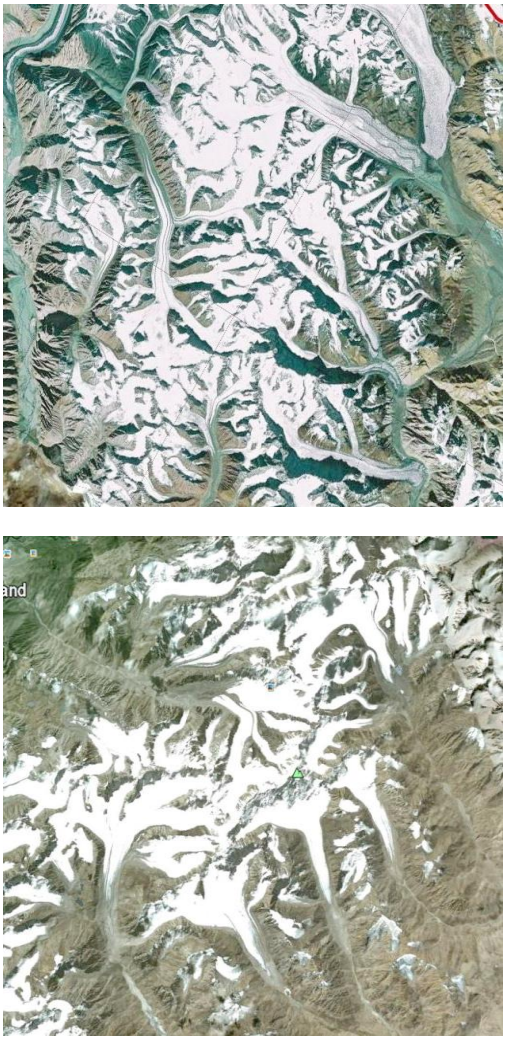


Рис. 8. Горно-ледниковые узлы с центробежной ледниковой системой разной сложности. На верхнем снимке – пример системы с преобладанием ледников древовидного (дендритового) типа, на нижнем – горный узел с преобладанием сложных долинных ледников, спускающихся в разные стороны с наиболее высоких участков горного узла

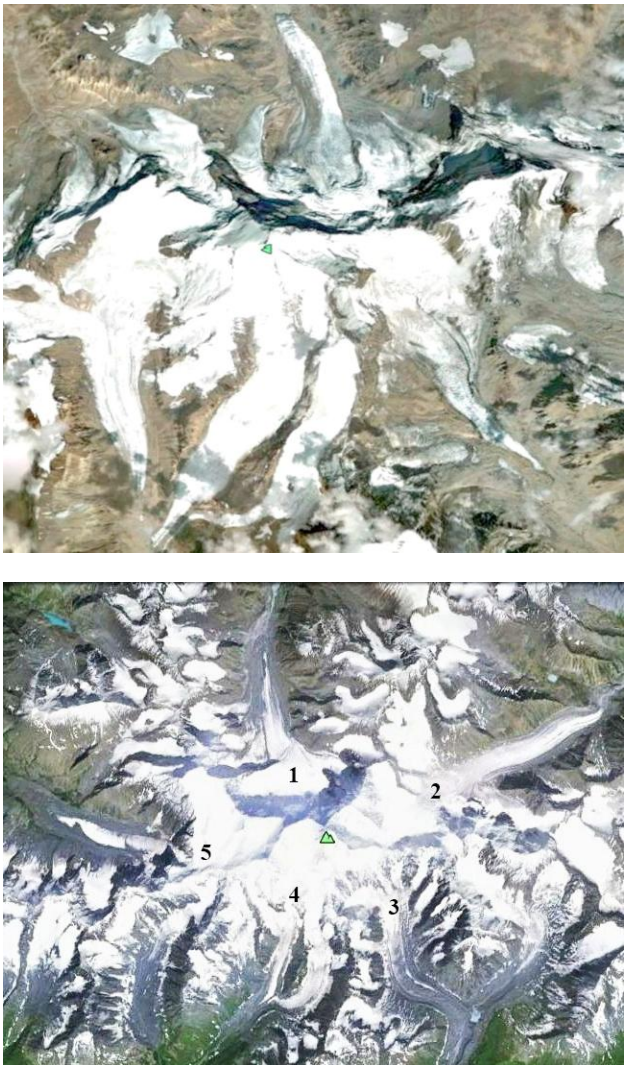


Рис. 9. Центробежная ледниковая система отдельных горных массивов: с преобладанием крупных ледников на одном склоне (вверху); горный массив Белуха с системой ледников разных направлений (внизу): *1* – Аккемский, *2* – Сапожникова, *3* – Большой Берельский, *4* – Катунский, *5* – Братьев Троновых

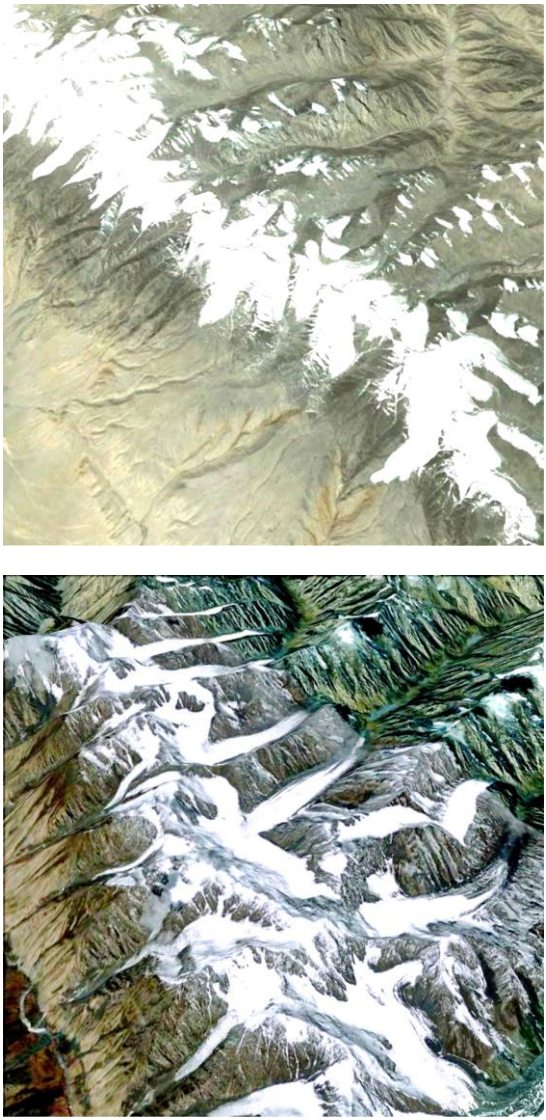


Рис. 10. Перистый тип оледенения. Ледники на большом протяжении хребта равномерно распределены по обоим его склонам

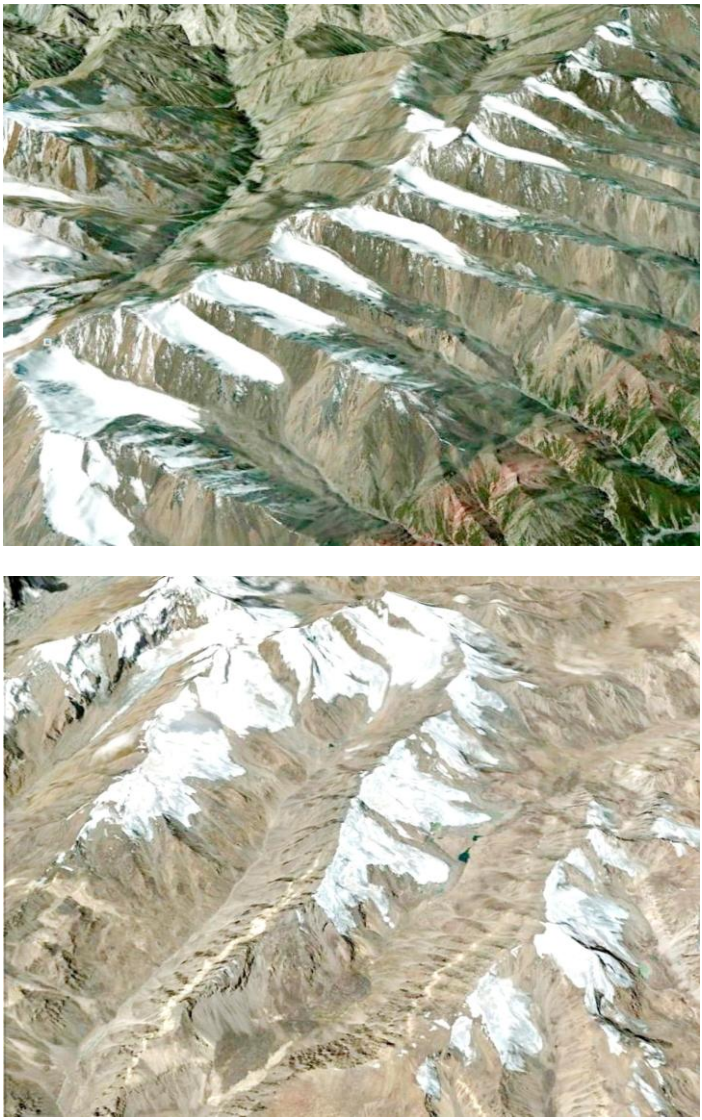


Рис. 11. Одностороннее (экспозиционное) оледенение. Ледники располагаются цепочкой на одном (подветренном или теневом) склоне хребта

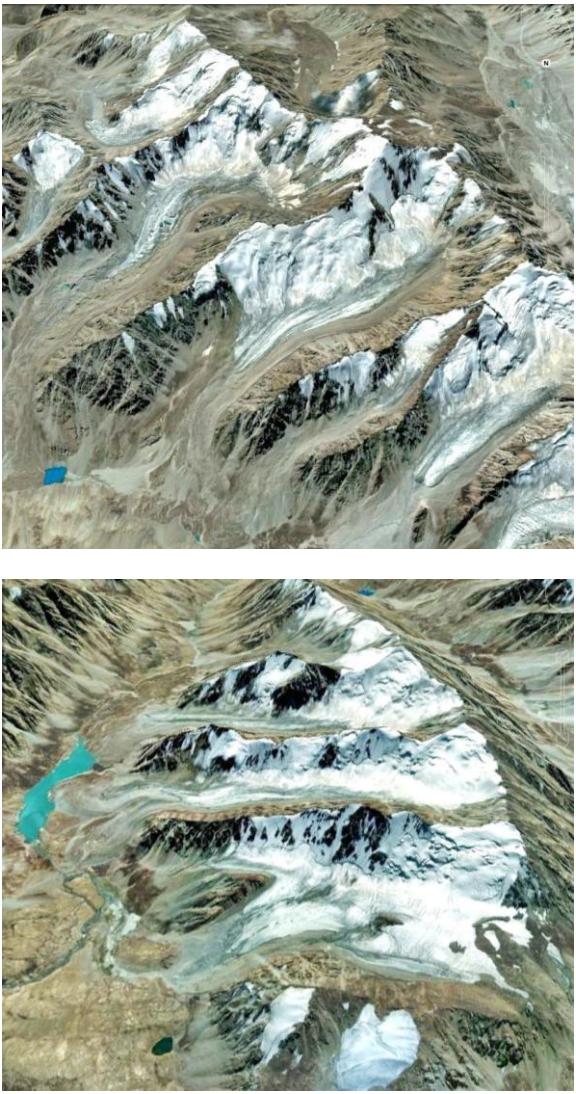


Рис. 12. Две группы ледников на теневом склоне. Центральная часть группы представлена долинными ледниками, а на периферии, в менее благоприятных условиях, располагаются каровые леднички

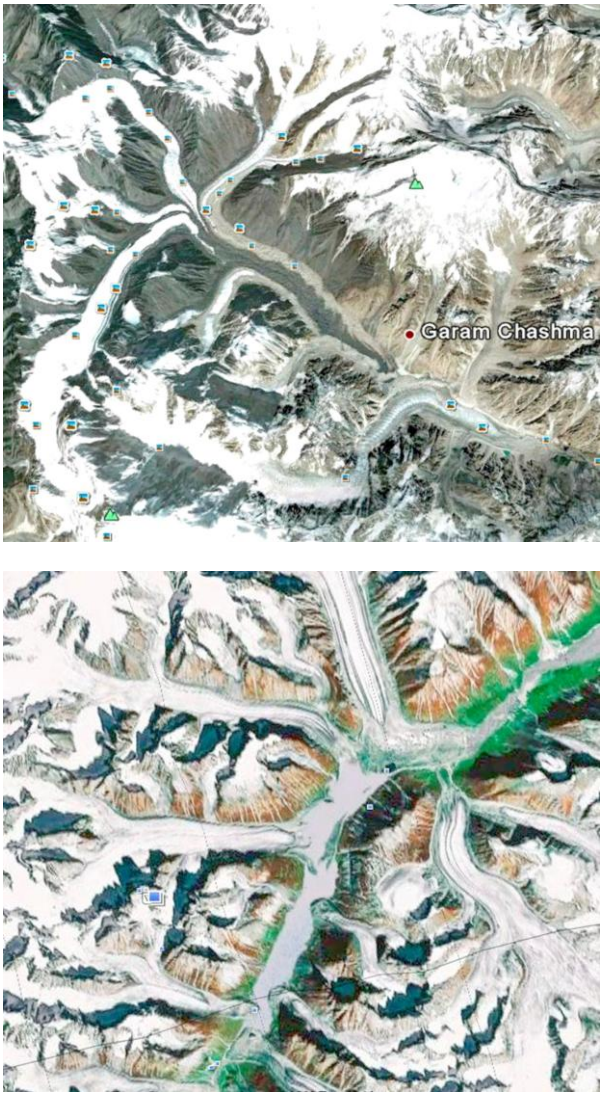


Рис. 13. Две разновидности центростремительных ледниковых систем – направление ледниковых потоков к общему центру (крупной долине или межгорной котловине)

Рис. 14. Фрагмент сетчатого типа оледенения. Крупные ледники главных долин сочленяются между собой в результате заполнения второстепенных поперечных долин

3. Морфологические типы горных ледников

Как было отмечено в главе 1, морфологическое разнообразие горных ледников обусловлено целым рядом факторов. Весь спектр основных морфологических типов представлен на рис. 1. Однако каждый из основных типов может отличаться от других в этой же морфологической группе рядом своих персональных особенностей: плановой формой, площадью, соотношением длины и ширины, продольным профилем, количеством притоков у сложных долинных ледников, степенью связи боковых притоков с главным ледником, степенью расчлененности (трещиноватости) поверхности, соотношением площадей области питания и абляции, степенью засоренности обломочным материалом и др. Поэтому ниже мы приводим иллюстрации некоторых разновидностей основных морфологических типов ледников (рис. 15–27).

Рис. 15. Древовидный (дендритовый) ледник, сформировавшийся в результате слияния группы сложных долинных ледников. Роль этих ледников в формировании общего языка неодинакова. Главными являются два ледника в верхней части снимка. От их слияния образовался основной ствол ледникового потока. Правая (по направлению течения льда) часть языка засорена сплошным покровом слившихся срединных морен. Ниже по течению сложные боковые притоки имеют неравноценное значение в строении языка: лед правого притока быстро выклинивается после присоединения; левый приток, отделенный от главного языка срединной мореной, прослеживается в два раза дальше, чем правый, и оказывает боковое давление на главный поток

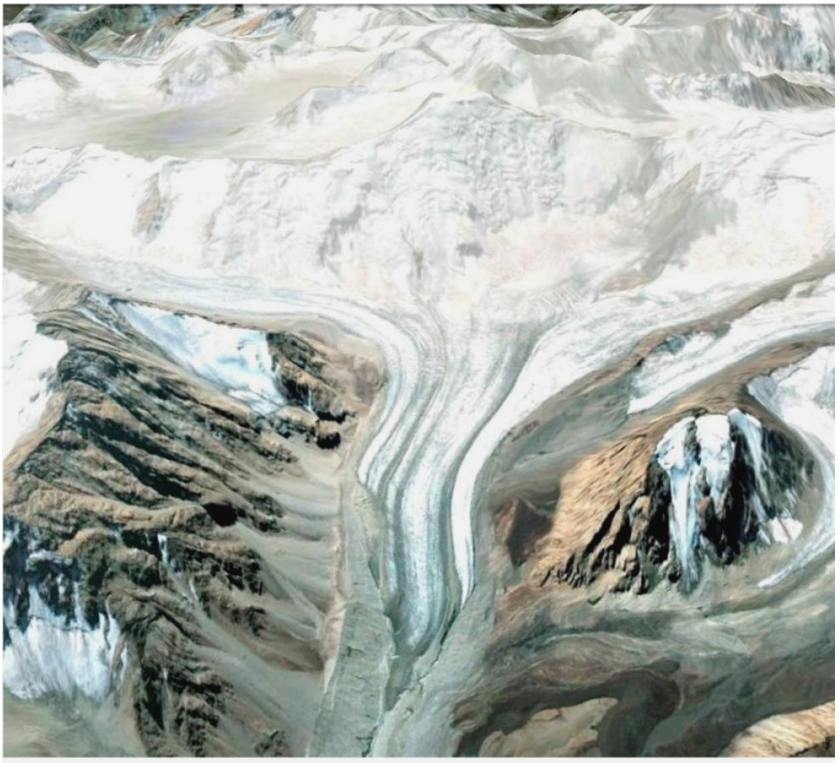


Рис. 16. Сложный горный ледник формируется на едином склоне обширного цирка, состоящего из серии занятых фирном каров. В каждом из каров формируется свой поток льда, но на выходе из цирка их потоки сливаются в общий язык, о чем свидетельствуют пять срединных морен (тонкие полосы в продольном профиле языка)

Рис. 17. Сложный долинный ледник формируется от слияния трех потоков примерно равных размеров

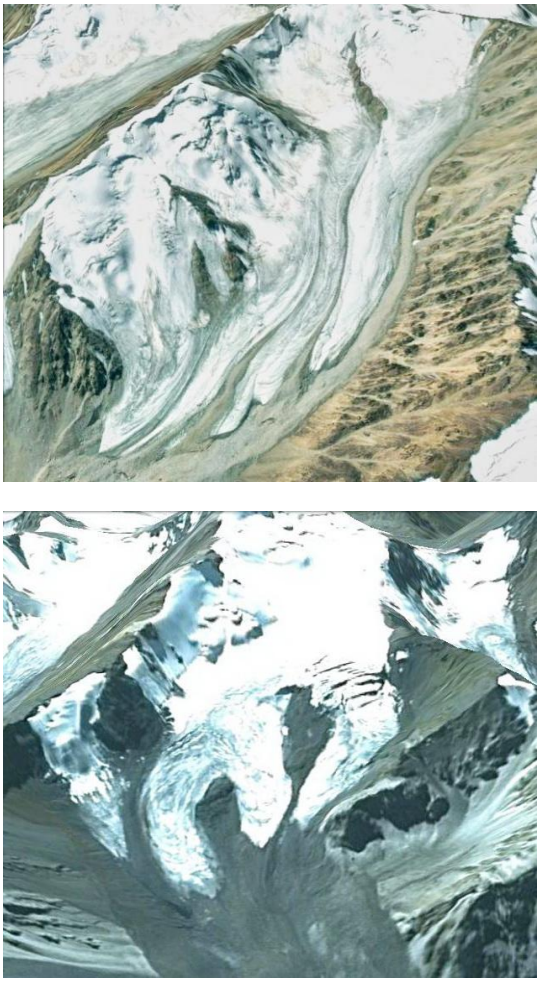


Рис. 18. Необычное поведение ледников карово-долинного типа. На верхнем снимке четыре ледника формируются на коротком участке склона каждый в своем каре, стекают в одном направлении. Их языки тесно соприкасаются, отделяясь срединными моренами. Самостоятельность каждого языка подтверждается разными положениями концов ледников. На нижнем снимке картина прямо противоположная: формирующийся на дне сложного кара ледник на выходе из кара делится на три самостоятельных языка

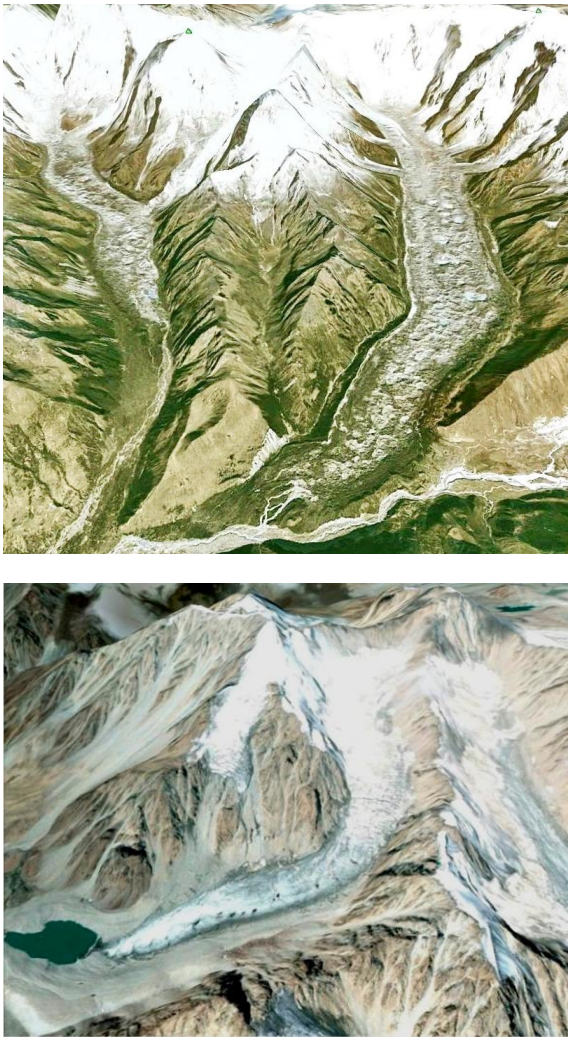


Рис. 19. Две разновидности долинных ледников: на верхнем снимке ледниковые языки образовались от слияния группы боковых потоков в головной части долины, они должны быть отнесены к типу сложных долинных; на нижнем снимке питание длинного языка осуществляется из единого обширного кара, не имеет притоков, он должен быть отнесен к типу простых долинных

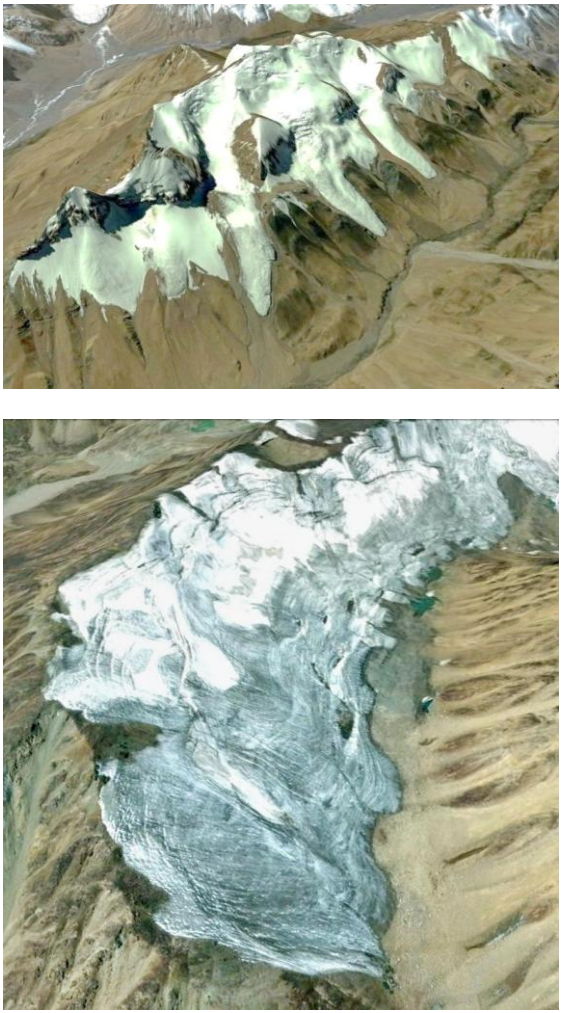


Рис. 20. Карово-висячие ледники. На верхнем снимке ледники формируются каждый в своем каре, спускаются до разной высоты, но даже ледники с хорошо оформленными языками (в средней части) не достигают дна долины, оканчиваются на ее склоне. Другие ледники зависают на склоне на выходе из своих каров. На нижнем снимке все ледники при выходе из каров сливаются и образуют непрерывный шлейф льда на склоне

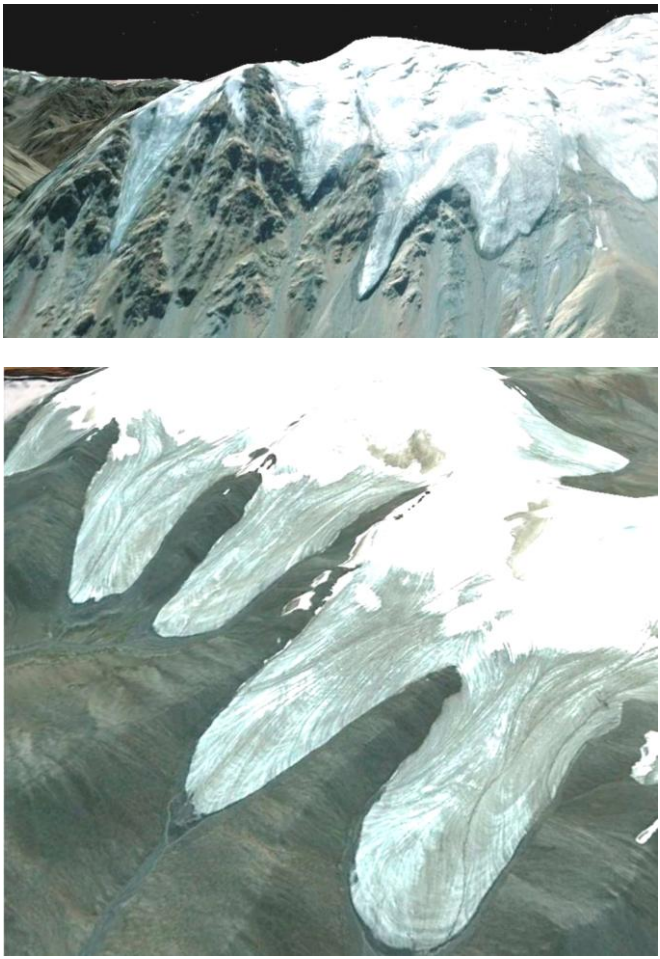


Рис. 21. Ледники висячего типа. На верхнем снимке ледниковые языки выходят на крутой склон из общего фирного бассейна и зависают на разной высоте. На нижнем снимке хорошо сформированные языки из общих бассейнов питания оканчиваются на слабо расчлененном склоне. Хорошо выражена фирновая граница, отделяющая бассейн питания (фирновый бассейн – белый фототон) и область абляции (ледниковые языки). На языках достаточно четко прослеживаются веерообразно расходящиеся линии тока (движение льда в ледниках)

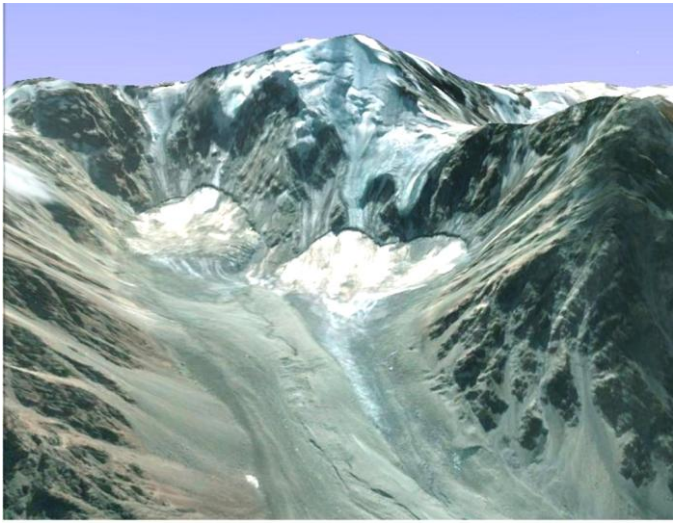


Рис. 22. Ледники туркестанского типа (возрожденные ледники), формирующиеся на дне каров за счет обрушения снежно-фирновых масс с вышележащих склонов

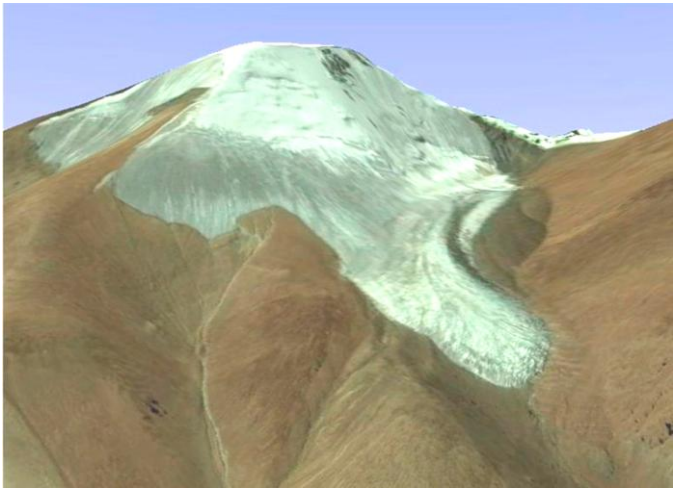


Рис. 23. Оледенение конической вершины, представленное двумя широкими лопастями (слева) и одним языком, спускающимся в верховье долины

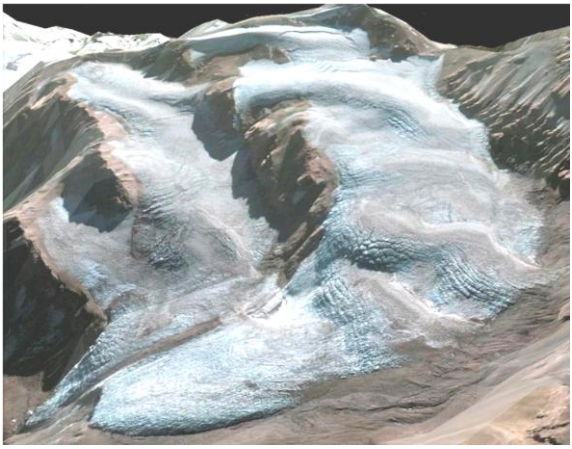


Рис. 24. Многоступенчатый язык долинного ледника. Ступенчатость продольного профиля обусловлена неровностями подледного рельефа. На поверхности языка ступенчатость представлена чередованием крутых, разбитых трещинами участков (ледопадов) и относительно пологих промежутков между ними. Рядом с этим многоступенчатым языком располагается ледник с более спокойным продольным профилем

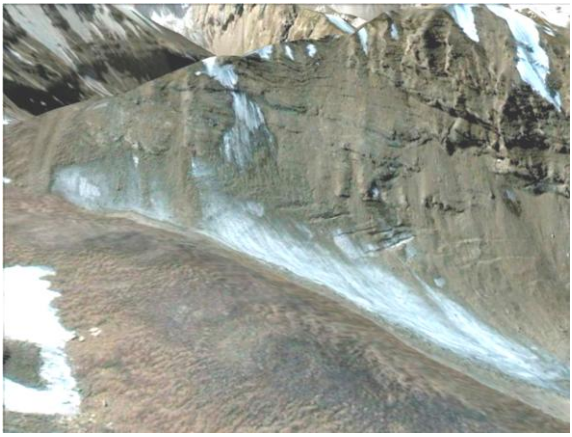


Рис. 25. Присклоновый ледник – ледяной шлейф, образовавшийся в результате схода снежно-фирновых лавин к подножью крутого склона. Здесь лавинные массы претерпевают дальнейший диагенез и образуют глетчерный лед

Рис. 26. Куполовидный ледник (ледниковая шапка) на уплощенной горной вершине (вид сверху и в перспективе). К концу лета ледник практически полностью освобождается от сезонного снежного покрова, только на подветренном крае шапки сохраняется полоска фирна. На оголенной поверхности шапки хорошо прослеживаются радиальные линии растекания (движения) льда

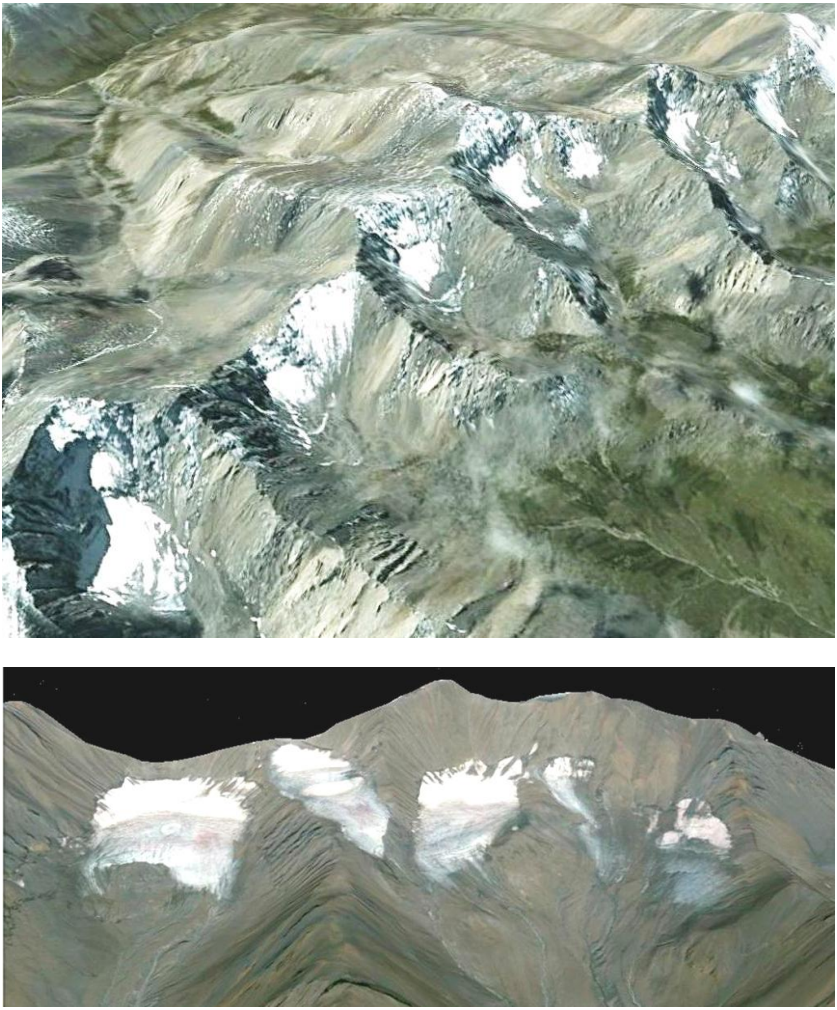


Рис. 27. Остаточные малые формы оледенения. На верхнем снимке ряд небольших ледничков залегает в хорошо сформированных карах на подветренном склоне хребта. Все они приурочены к склону тыльной стенки кара и едва достигают его дна. На нижнем снимке леднички залегают на слаборасчлененном подветренном склоне. Здесь хорошо выражена граница между областями питания и абляции ледничков

4. Слияние (конвергенция) ледников

Все сложные ледники – это результат присоединения боковых потоков (как правило, более коротких и меньших по площади) к тем, которые занимают главную долину. Правда, это правило имеет исключения: существуют так называемые дендритовые системы, в которых весьма непросто определить, какой из потоков является главным. Следует отметить разную степень вещественной связи боковых потоков с главным и их участия в формировании размеров последнего. Известно, что при сужении канала стока на некотором участке продольного профиля ледникового языка его толщина (мощность) увеличивается. Это отражается на изменении скорости перемещения льда и продвижения языка по долине. Визуально относительную степень вещественной связи ледниковых потоков можно оценить по наличию или отсутствию срединной морены ниже их соприкосновения. Но таковая одновременно указывает и на автономность, самостоятельность ледникового притока.

В учебной литературе и справочных изданиях отмечается, как правило, только факт появления срединной морены от места слияния ледниковых потоков в результате объединения их боковых морен. Последние рассматриваются как скопления в краевой части ледника обломочного материала, поступающего с прилегающих склонов долины. Такое представление ошибочно, на что указывают огромные размеры береговых (бывших боковых) морен в предгорье и значительное количество обломочного материала с признаками водной обработки. Да и глубокие ложбины между краем ледникового языка и прилегающим склоном долины предостерегают от преувеличения роли склоновых процессов (камнепады, осыпи, обвалы) в формировании боковых морен. Подробнее вопрос о последних будет рассмотрен в главе 10. Здесь же отметим наличие срединной морены как признак самостоятельности потоков льда.

Ниже приведены иллюстрации разных типов (разной степени) сочленения ледниковых потоков (рис. 28–39).

Рис. 28. Слияние в виде поочередного примыкания: к языку *1* примкнул язык *2*, к нему – *3*, а язык *4* примыкает к обоим предыдущим

Рис. 29. «В тесноте, да не в обиде»: каждый из потоков активно участвует в формировании общего языка; лед двух средних потоков (*3, 4*), зажатый боковыми потоками (*2, 5*), все же доходит практически до самого конца ледника в виде узких полосок

Рис. 30. Примерно равноправное слияние трех ледниковых потоков. От слияния образуются срединные морены, а потоки льда прослеживаются до концевого участка. Ледник *4* причленяется к потоку *3*, но не участвует в формировании общего языка ниже по течению

Рис. 31. Слияние в форме сходящегося веера: потоки *1*, *2*, *3* практически равноправны и образуют общую морену, дополняющую боковую морену главного (*4*) потока, а поток *5* активно присоединяется к общему потоку предшественников

Рис. 32. Два потока (*1*, *2*) образуют крупный общий язык, к которому слева активно присоединяются три боковых ледника; их активное участие маркировано образованием срединных морен и засорением левой половины языка

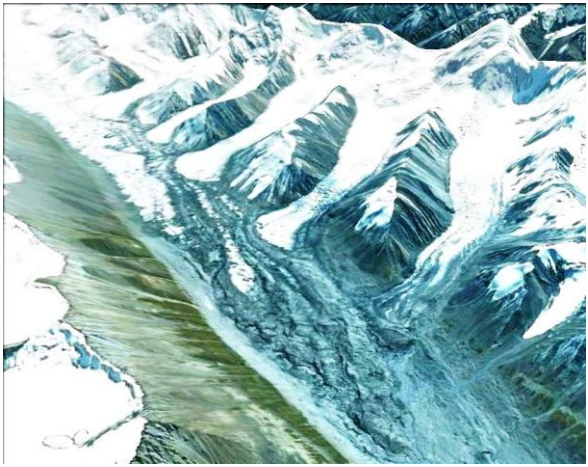


Рис. 33. Левобережные ледники выходят в главную долину с деградирующим ледниковым языком, наложены (надвинуты) на него и несколько деформируют его поверхность. Самый правый из них (на снимке) ледник уже не соприкасается с главным, формирует свой конечно-моренный комплекс

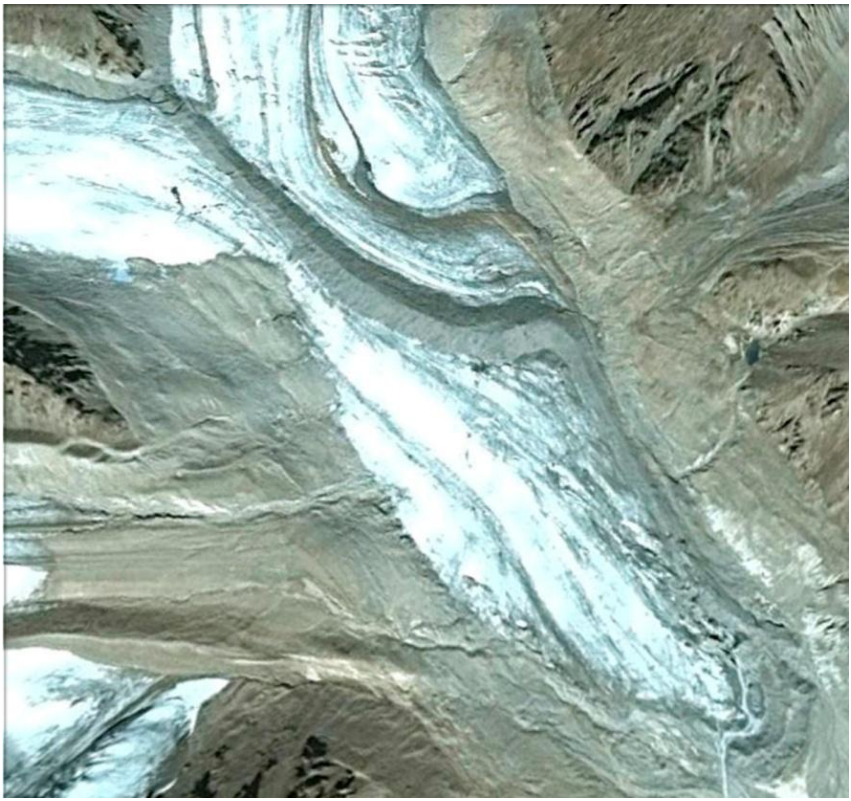


Рис. 34. Соподчинённое приконцевое слияние ледниковых языков. Главный (правый по направлению движения льда) поток первым занял дно долины, на него надвинулся средний поток и отклонился влево в виде пологого крючка, а на него надвинулся левый поток. От слияния боковой морены главного и среднего потоков образовалась крупная срединная морена, которая ниже конца среднего потока заняла положение боковой морены главного потока

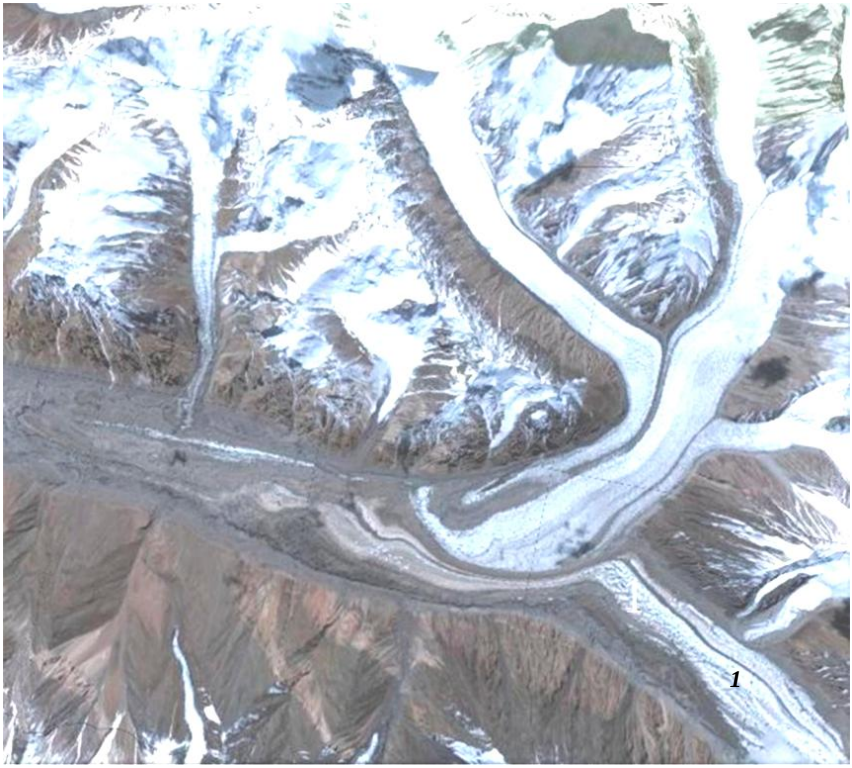


Рис. 35. Соподчинённое слияние концов ледников: на нижний поток (левобережный ледник *1*) активно надвинулся сложный (образованный из трех потоков) язык. Под его напором часть ледника *1* испытала деформацию линии тока льда наподобие таковых у пульсирующих ледников

Рис. 36. Две формы примыкания (прислонения) боковых ледников к главному. На верхнем снимке примыкание отмечено слева (по леднику) некоторым сопровождением главного; справа два боковых ледника достигают края главного, но отделены от него мореной. На нижнем снимке ледник из боковой долины вплотную подошел к главному, но ограничился лишь некоторой деформацией боковой морены

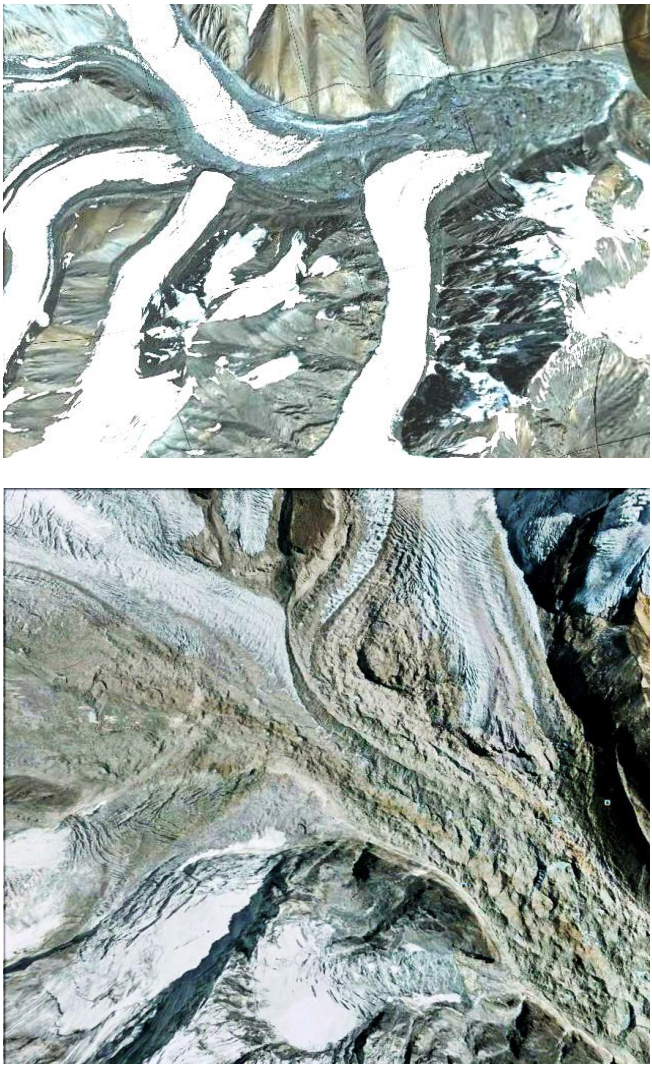


Рис. 37. Формы надвигания боковых потоков на главный. На верхнем снимке надвигание бокового ледника в приконцевой части главного вернее было бы, наверное, назвать наложением. На нижнем снимке надвигание бокового привело к существенной деформации потока главного ледника долины

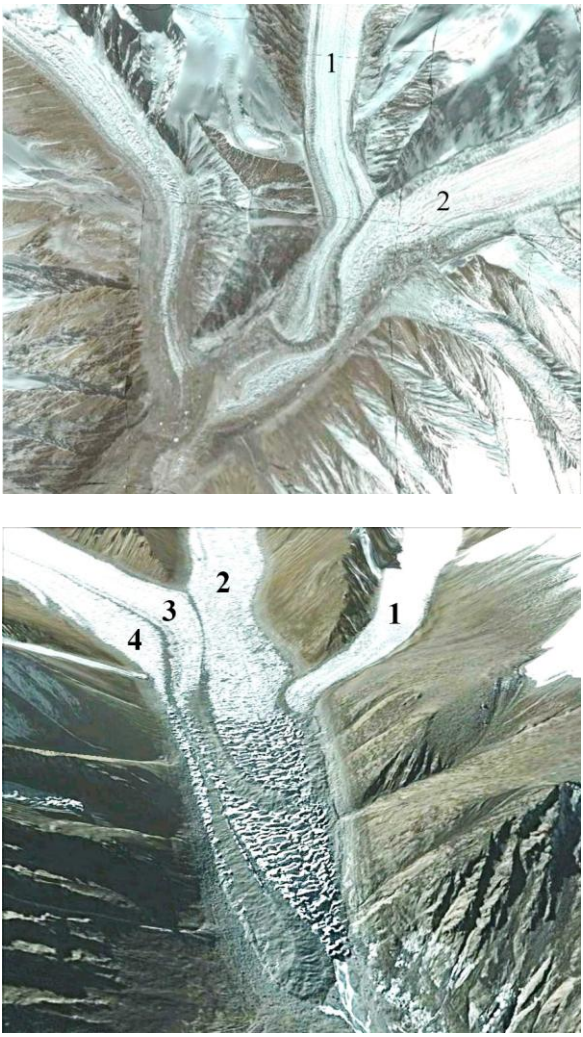


Рис. 38. Формы наложения ледниковых потоков. На верхнем снимке ледник *1* почти пересекает язык ледника *2*, не сливаясь с последним. На нижнем снимке – более сложная картина наложения: конец ледника *1* наложен на край языка *2*, тот, в свою очередь, наложен на язык ледника *3* и даже сформировал свою концевую морену. Ледник *3* наложен на язык ледника *4*, оттеснив его к краю долины

Рис. 39. Формы последовательного (соподчиненного) примыкания ледниковых языков. На верхнем снимке в левой части основной ствол (язык *1*) образуется от слияния четырех потоков, ниже к нему справа примыкает другой крупный язык (*2*), а к последнему примыкает еще один поток (*3*). В правой части снимка – другая система соподчиненных потоков. На нижнем снимке главный поток (*1*) почти вытесняется правым притоком (*2*), отделенным от него срединной мореной, которая в приконцевой части языка перемещается к краю и становится боковой мореной первого. Слева к главному потоку примыкает боковой (*3*), а к нему еще один (*4*)

5. Ледниковые трещины

На поверхности большинства главных ледников в области абляции визуально наблюдаются обширные участки, разбитые системой трещин разных размеров. Возникновение трещин, разрыв сплошности поверхности объясняются движением льда в леднике и неровностями подледного рельефа. Об этом свидетельствует тот факт, что «трещины образуются все время на одних и тех же местах ледника, но в этом процессе участвуют каждый раз новые массы льда, а старые трещины при перемещении льда от места их образования постепенно «залечиваются», т.е. исчезают вследствие режеляции льда» [3. С. 212].

Размеры трещин могут различаться в широких пределах как по протяженности, так и по ширине. Наиболее крупные из них приурочены к ледопадам и концевым участкам языков некоторых ледников (рис. 71, 72). На других участках длина трещин обычно не превышает нескольких сотен метров, чаще составляет несколько десятков метров, а ширина изменяется в пределах нескольких десятков дециметров. Глубина крупных трещин может достигать 20–30 м, отмечены и более глубокие (до 50 м) на крупных перегибах продольного профиля ледника. На участках густой трещиноватости глубина трещин ограничивается несколькими десятками дециметров и редко доходит до первых метров.

В плане различают трещины, диагональные по отношению к продольному профилю ледникового языка (прежде всего, боковые), поперечные (иногда пересекающие язык во всю его ширину, рис. 40, 41), продольные прямолинейные и продольные веерообразные, волнистые (рис. 58, 59), сетчатые (рис. 55, 56). На локальных участках некоторых ледников можно наблюдать субконцентрические дугообразные трещины, вогнутые вниз по леднику (рис. 54). На участках поворота направления движения ледника или существенного изменения его ширины возникают системы сложно пере-

секающихся трещин (рис. 42, 43), смены одних систем другими (рис. 51). В результате поверхность ледника оказывается разбитой на многочисленные блоки различной конфигурации (квадраты, прямоугольники, ромбы, изометричные фигуры) разных размеров (рис. 55, 60). Обращает на себя внимание возможность смены не только плановой формы трещин, но и их размера (рис. 48, 62).

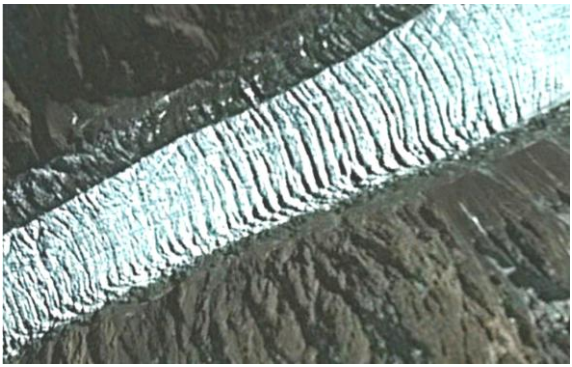


Рис. 40. Практически прямолинейные трещины, секущие ледниковый язык шириной от 600 до 900 м на протяжении более 4 км

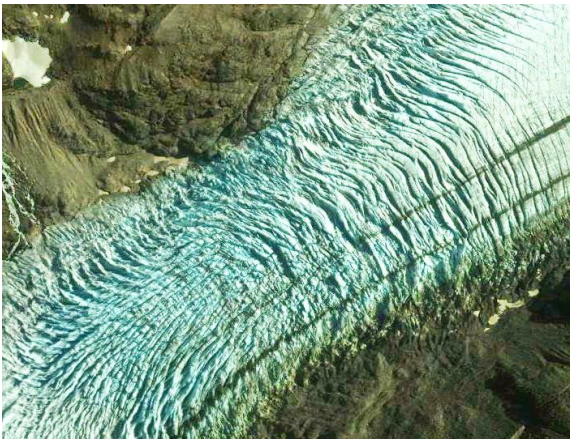


Рис. 41. Поперечные волнистые трещины через всю ширину ледникового языка

Рис. 42. Сочетание поперечной и диагональной систем трещин

Рис. 43. Сложное сочетание трещиноватости разных форм и размеров

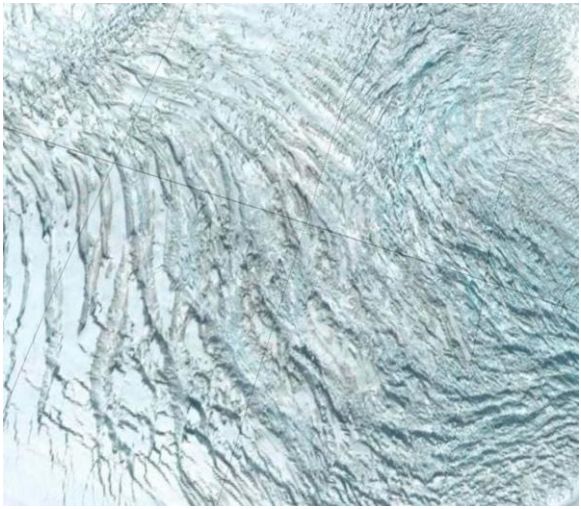


Рис. 44. Фрагмент поперечных волнистых закрытых трещин между ледяными валами

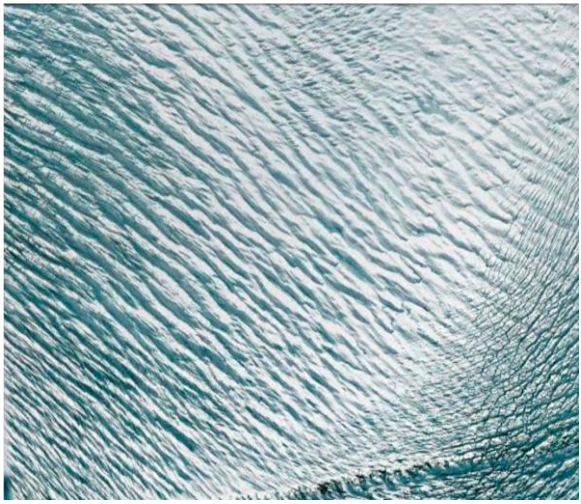


Рис. 45. Густая система сменяющих друг друга закрытых поперечных трещин в краевой части языка

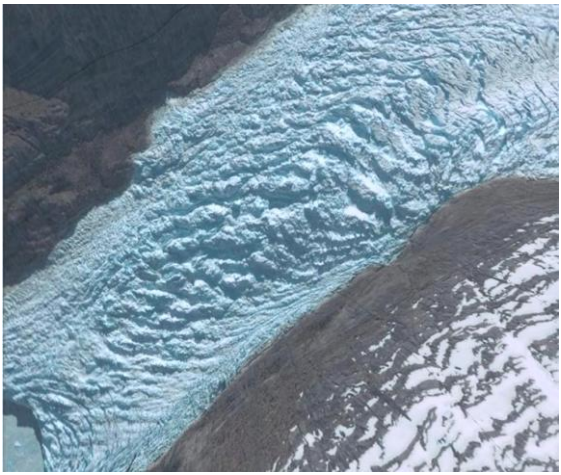


Рис. 46. Глыбовая поверхность ледникового языка, разбитого крупными трещинами неопределенной ориентации

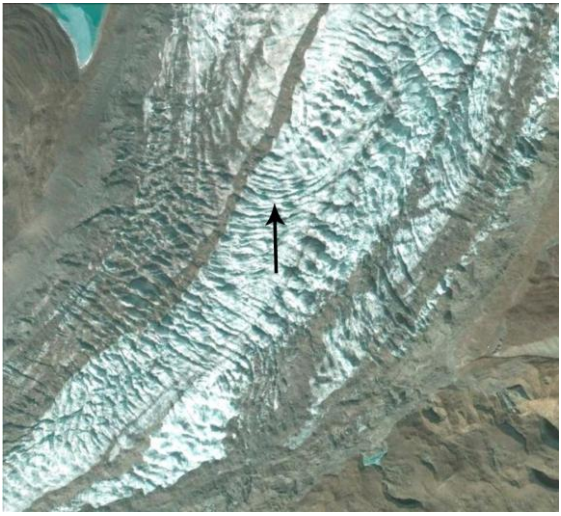


Рис. 47. Приконцевой участок сложного долинного ледника. Преобладающая поперечная прямолинейная трещиноватость в средней части снимка выше сменяется серией субконцентрических овальных трещин (стрелка)

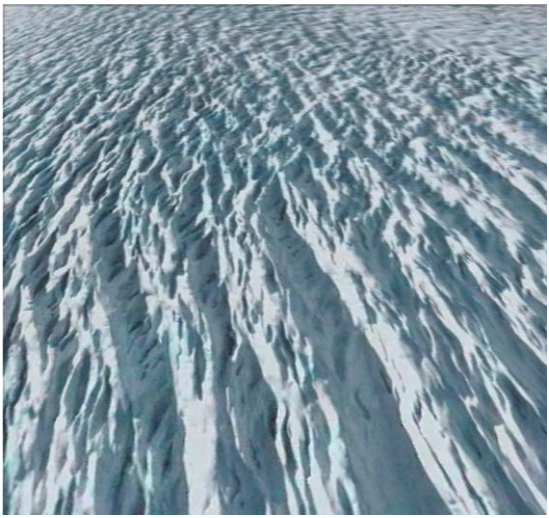


Рис. 48. Продольные (по отношению к направлению движения ледника) крупные закрытые трещины, сменяющиеся системой мелких пересекающихся трещин

Рис. 49. Продольные разнонаправленные трещины разных размеров

Рис. 50. Волнистые продольные трещины

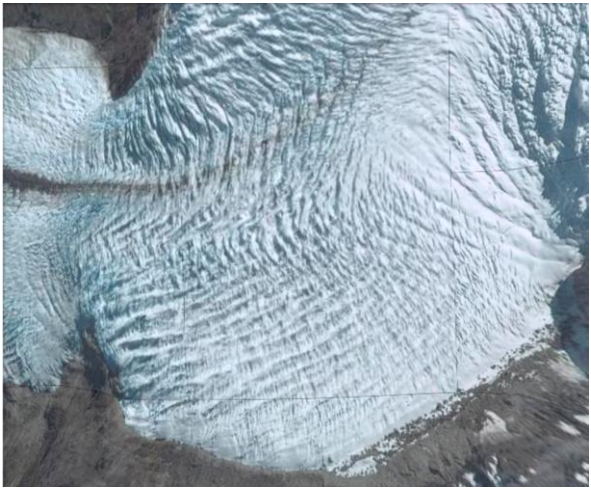


Рис. 51. Приконцевая система разнонаправленных трещин разных размеров

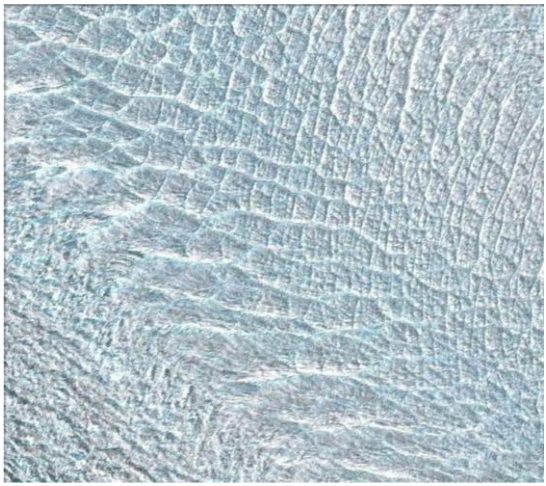


Рис. 52. Система разных по размерам и направлению трещин, в результате пересечения которых возникли мелкие прямоугольные и крупные изометричные блоки на поверхности ледникового языка

Рис. 53. Сложная система разнонаправленных пересекающихся трещин в приконцевой части ледникового языка

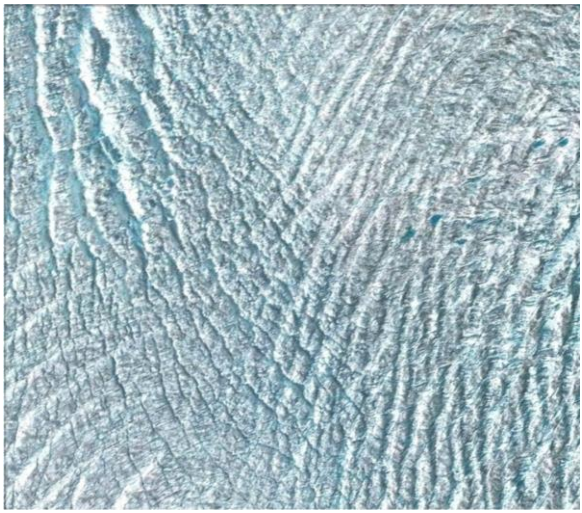


Рис. 54. Две системы пересекающихся трещин

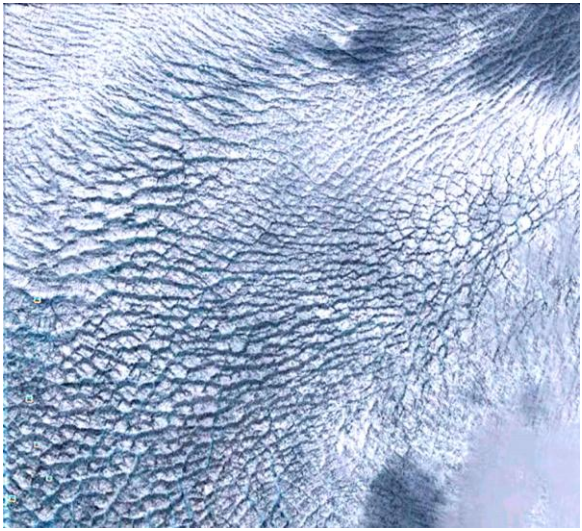


Рис. 55. Поле мелких полигонов, образованных на поверхности ледникового языка системой разнонаправленных трещин

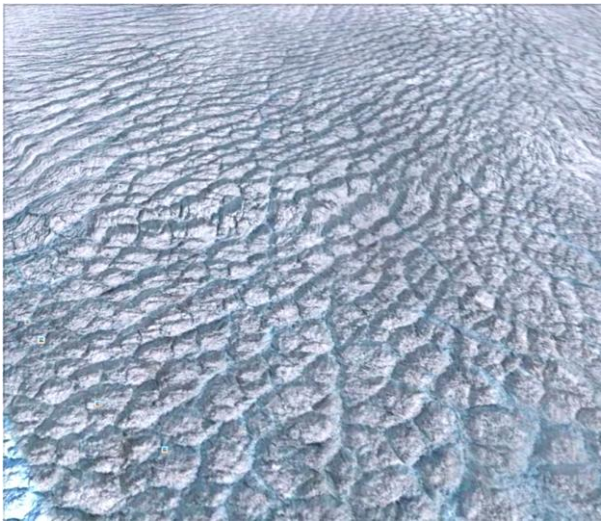


Рис. 56. Крупнобугристая (до 20 м в поперечнике) поверхность участка ледникового языка

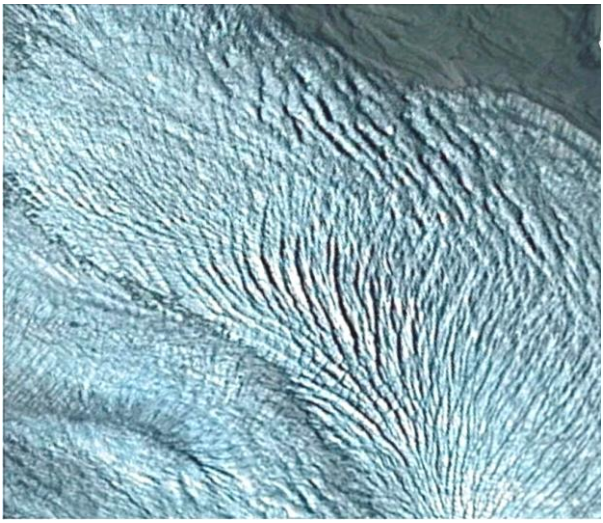


Рис. 57. Веерная система трещин в краевой части ледникового языка

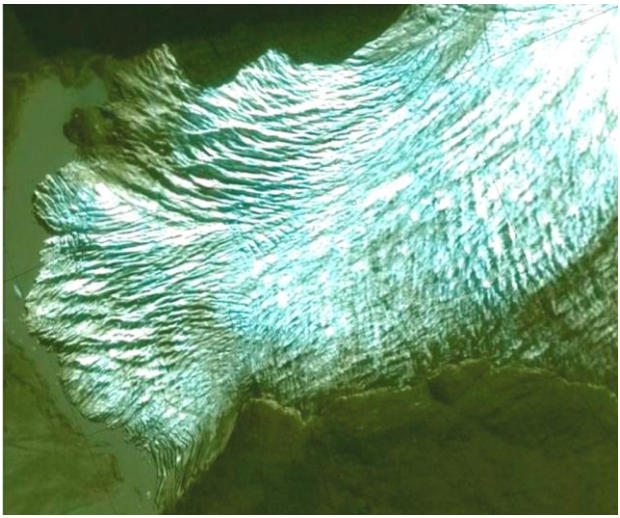


Рис. 58. Веер крупных трещин на конце ледника

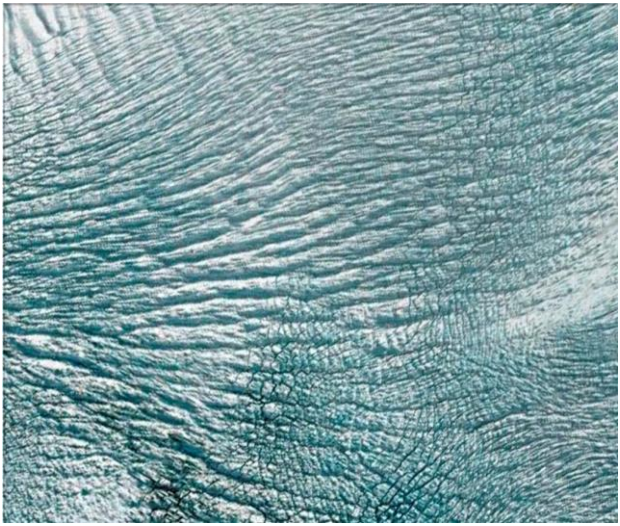


Рис. 59. Веер длинных закрытых трещин, разбитых в нижней части снимка мелкими открытыми трещинами

Рис. 60. Сочетание прямолинейных и дугообразных трещин

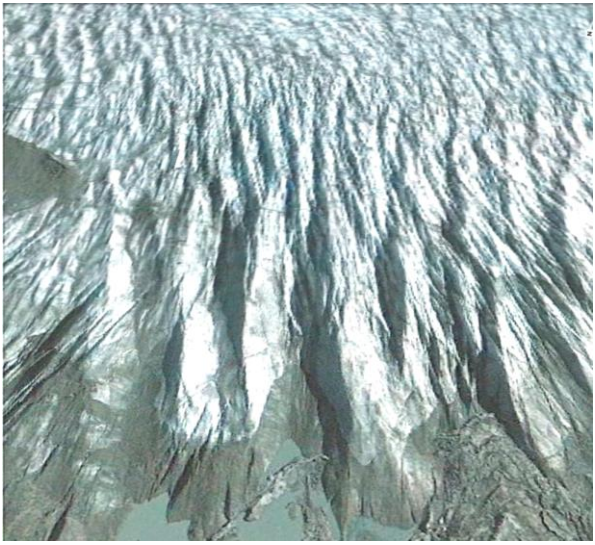


Рис. 61. Крупные краевые трещины

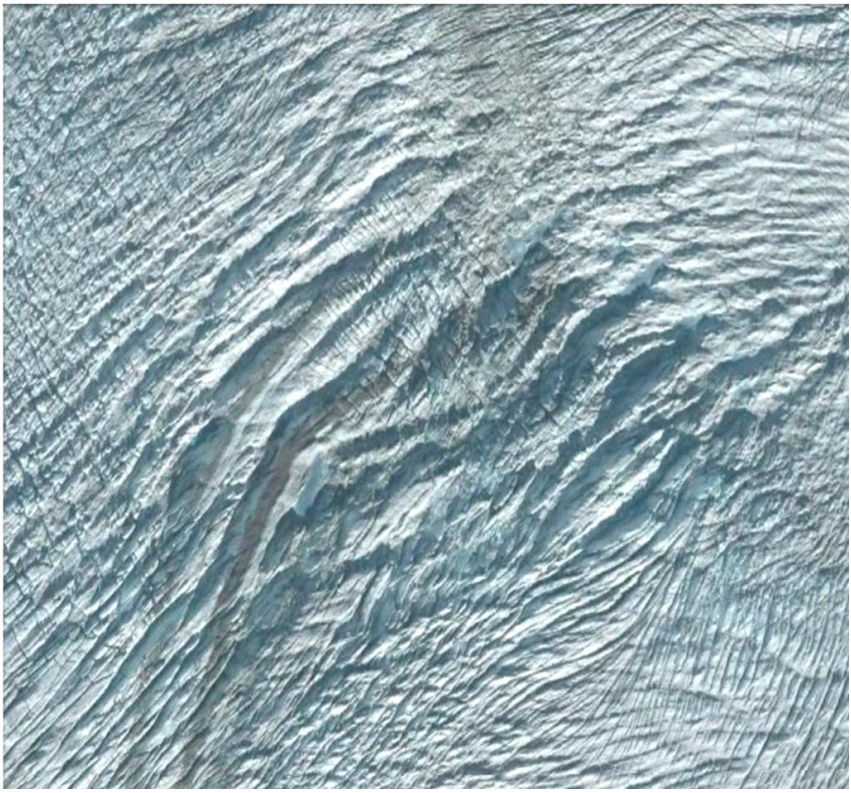


Рис. 62. Сочетание трещин разных размеров

6. Огивы

Как было отмечено в главе 1, огивами называют системы дугообразных валов, протянутых поперек ледникового языка и направленных вершиной дуги вниз по течению (рис. 63–76). По вопросу происхождения огив существует ряд гиппотез, которые подробно проанализированы С.В. Калесником [4]. В гляциологическом словаре [3] предпочтение отдано гипотезе Дж. Ная [8. С. 139–154], «согласно которой их темные полосы возникают на участках льда, прошедших через ледопад в период абляции, а светлые полосы – на участках, прошедших через ту же зону в период аккумуляции... Соответственно, в этой зоне они за лето получают много эоловой пыли, а за зиму, наоборот, накапливают повышенное количество снега. Когда же лед достигает подножия ледопадов, где растяжение сменяется сжатием, он собирается в складки, причем участки, прошедшие ледопады зимой, становятся валами, а летние участки – ложбинами» [3. С. 309].

Ширина валов (светлые полосы на снимках) и межваловых понижений (темные полосы) по мере удаления от подножия ледопада вниз по языку постепенно уменьшается, а крутизна дуги огивы увеличивается. В этом же направлении уменьшается высота валов, рельеф выравнивается, и на поверхности языка остаются чередующиеся светлые и темные полосы. Однако имеются ледники, в которых валообразная поверхность сохраняется до самого конца языка (см. рис. 70, 75).

Приведенные ниже снимки разных ледников убеждают нас в большей реальности другой гипотезы, согласно которой «огивы – это выходы на поверхность плоскостей скалывания» [4. С. 135]. Нам представляется, что правильнее было бы считать огивы вершинами крупных пластин льда, перемещающихся по плоскостям скалывания в зоне сжатия. Эпюра распределения скорости движения

льда в поперечном профиле языка приводит к растяжению этих пластин и выполаживанию плоскостей скола. Сколы прослеживаются до ледникового ложа и обеспечивают затаскивание по плоскостям скола донной морены в тело ледника и даже выведение его на поверхность. Принципиальная схема образования пластин скалывания в зоне растяжения (на ледопадах) и их движение в зоне сжатия показаны на рис. 2 [9. С. 349].

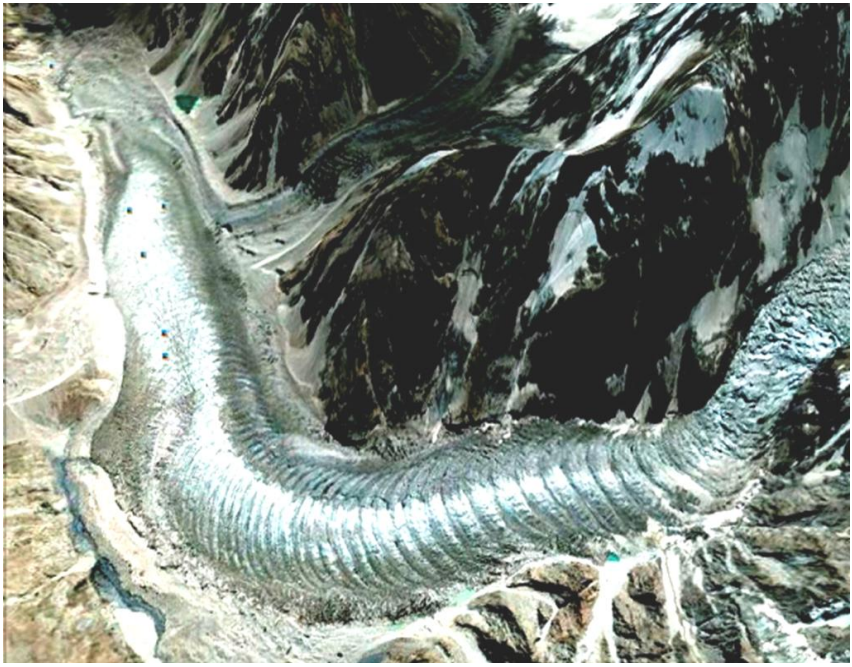


Рис. 63. Ледниковый язык с хорошо выраженными огивами, сформированными ниже крутого высокого (более 200 м) ледопада в узком кулуаре. В пределах кулуара лед раздробился в хаотическую массу равноразмерных глыб, а сразу под ледопадом глыбы спаялись и восстановилась закономерная эпюра поперечных скоростей движения льда. Под давлением масс льда из ледопада произошел скол, по плоскости которого еще не оформленное ледниковое тело надвинулось на первую пластину льда в виде пологовогнутой настоящей огивы. Весь участок ледника ниже ледопада напоминает образ громадного кольчатого червя

Рис. 64. Трехкилометровый участок сплошных огив, пересекающих язык во всю его ширину (до 500 м). Нарушения дуг огив в средней части языка указывают на его формирование из двух равноправных потоков. На это же указывает и появление полосы срединной морены в приконцевой части ледника

Рис. 65. Односторонние (с правой стороны по течению) огивы, занимающие половину ширины ледника. Левая часть языка сложена льдом других потоков, не образующих огивы

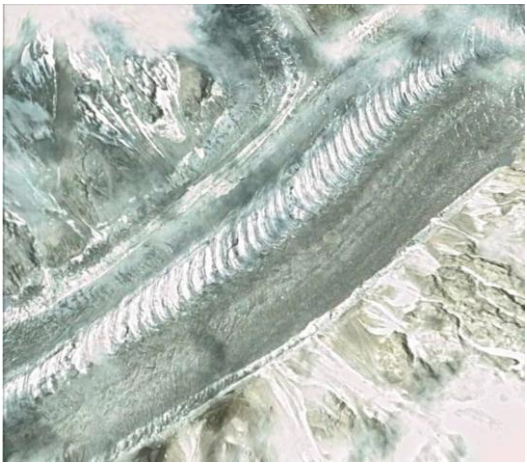


Рис. 66. Участок ледникового языка с крупными боковыми моренами, занимающими больше половины ширины его поперечного профиля. Относительно чистый лед с огивами занимает только среднюю часть потока. Слабо выраженная дугообразность огив обусловлена, возможно, скрытостью их краевых участков под мощным моренным покровом

Рис. 67. Приконцевой участок крутого падения языка. В левой (верхней по течению) части язык на всю его ширину рассечен поперечными трещинами на крупные блоки. Ниже, по мере выполаживания потока, трещины закрываются , их швы выгибаются в дуги вниз по языку, а еще ниже, в приконцевой части видна густая система трещин и полого выгнутых валов, обращенных вершиной вверх по леднику

Рис. 68. Две самостоятельные системы огив в зоне контакта равноправных ледниковых потоков, разделенных срединной мореной (темная полоса)

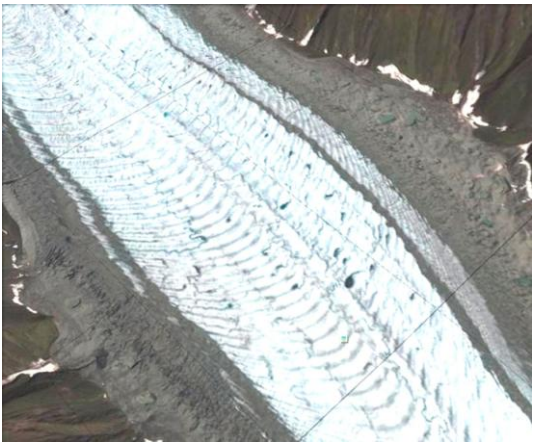


Рис. 69. Огивы на участке языка сложного долинного ледника. Большую часть поперечного профиля языка занимают огивы главного потока. В правобережной краевой части полоска льда притока, отделённая от главного потока маломощной срединной мореной, сечётся дугами огив главного. Левосторонняя часть языка образована льдами трех потоков, средний из которых является основным, но его огивы распространяются только на крайний боковой поток, а узкая полоса льда в средней части имеет свои невыразительные огивы (ребра)

Рис. 70. Потоки льда слившихся ледников маркированы темной полосой срединной морены. Общие для обоих потоков огивы свидетельствуют, что слияние потоков произошло выше ледопада, и под ледопадом они формировали единые (общие) огивы

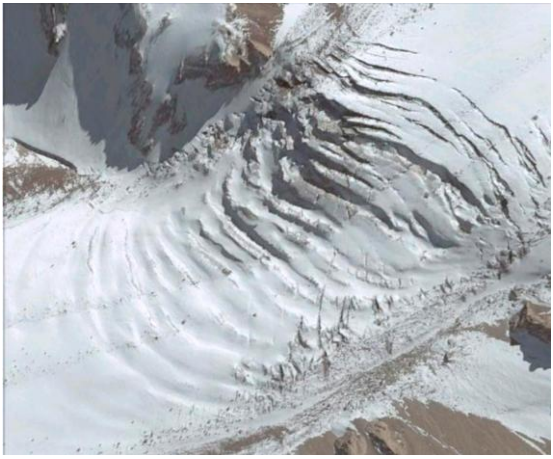


Рис. 71. Невысокий ледопад (47 м). Поперечные узкие трещины в начале ледопада на крутом его участке быстро расширяются, усложняются в своем профиле, а ниже постепенно закрываются, межтрещинные пластины льда приобретают форму валов, выпуклых в направлении течения ледника

Рис. 72. Длинный ледниковый язык шириной до 400 м на участке крутого перегиба ложа разломился во всю его ширину. По верху разлом достигает 50 м. Выше разлома хорошо видны дуги огив, ниже разлома профиль огив несколько изменяется, но они стали более выразительными, рельефными

Рис. 73. Упорядочение движения льда и образование огив ниже крутых участков, где поток был раздроблен на хаотическую массу льда

Рис. 74. Язык сложного долинного языка, о чем свидетельствуют полосы срединных морен. Огивы среднего потока испытывают деформацию на участке поворота

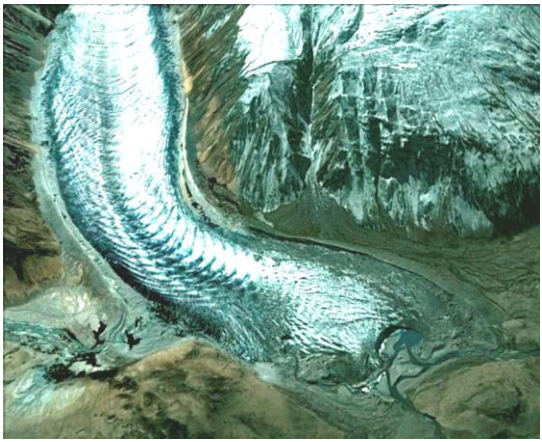


Рис. 75. Приконцевой участок изогнутого ледникового языка с хорошо выраженными огивами. Конец языка несколько расширен, осложнен гротом и в целом напоминает тело удава

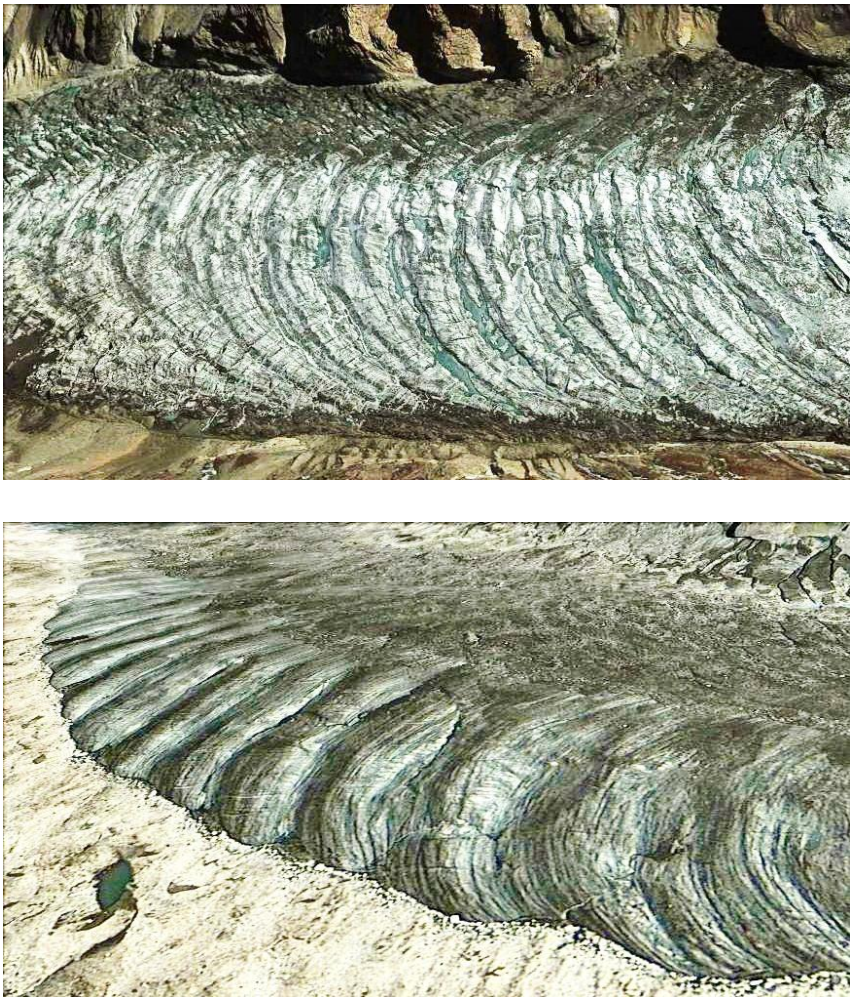


Рис. 76. Крупные (толщиной до 40 м) огивы, каждая из которых представляет собой совокупность разного числа тонких пластинок (до 3 м), как бы впрессованных в общий валик (огиву)

7. Плоскости скалывания и надвиги в ледниках

«Скорость движения льда в ледниках – величина векторная, определяемая в пространстве прямоугольных геодезических координат дирекционным углом (направлением) и модулем горизонтальной и вертикальной составляющих скорости... В продольном направлении максимум близок к границе питания и стрежню ледника. Скорости движения убывают к началу, концу и бортам ледника – постепенно при вязкопластическом движении или резко при глыбовом движении» [3. С. 115].

Однако это весьма осредненное правило, характерное для небольших простых долинных ледников, на длинных сложных ледниках может существенно усложняться. «Так как уклоны ложа и поверхности ледника изменяются (крутые чередуются с пологими), то даже смежные по продольному профилю части ледника могут двигаться различно: в зависимости от того, какой из соседних участков обладает большей скоростью, задний или отстает (отрыв от переднего, трещины), или нападает на впереди лежащий (вспучивание льда в форме пологих поперечных валов или надвигов по плоскостям разрыва)» [4. С. 200]. В главе 12 приведена иллюстрация из книги С.В. Калесника «Очерки гляциологии» (рис. 142). Она показывает, что в продольном профиле ледника на выпуклых участках его ложа возникают растягивающее течение льда и поперечная трещиноватость, а на выположенных и вогнутых участках сжимающее течение приводит к образованию в теле ледника сколов и надвигов по плоскостям сколов.

В отличие от трещин, наглядно фиксирующих участки растягивающего течения, плоскости и пластины сколов в зоне сжимающего течения на поверхности представлены либо одиночными поперечными дугообразными открытыми тонкими трещинками в при-

концевой части языка (рис. 78), либо поперечными дугами моренного материала на разном удалении от конца ледника (рис. 81). Эти моренные валы плавно переходят в одновозрастные валы боковых морен, что подтверждает вынос обломочного материала со дна долины к краям и на поверхность ледника (см. рис. 7).

Плоскости скола и ограниченные ими пластины льда разной толщины иногда можно наблюдать на крутых боковых участках ледника (рис. 79, 80). Плоскости скола и смещения пластин относительно друг друга маркированы некоторой концентрацией на них обломочного материала.

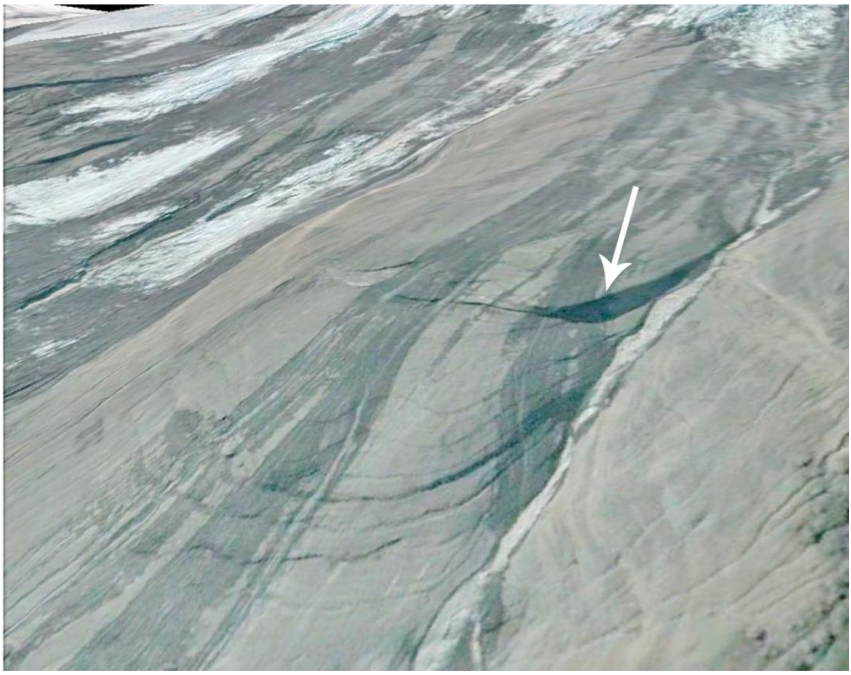


Рис. 77. Разноуровневые выходы на поверхность краев плоскостей сколов. Нижние из них выражены в виде дугообразных закрытых трещин длиной от 40 до 80 м. Верхний скол сформировал на поверхности ледника левосторонний надвиг, выступ, от которого падает тень (темная полоса)

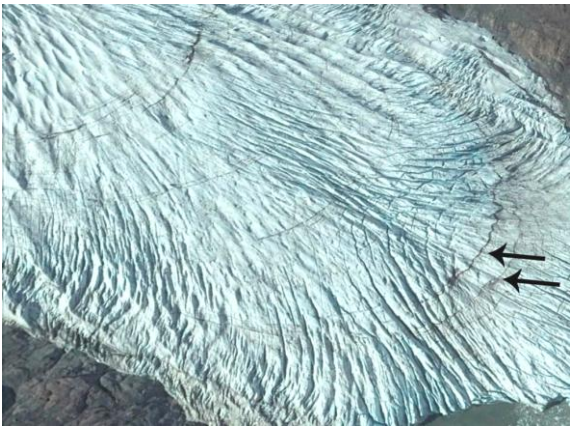


Рис. 78. Концевая часть ледника с густой системой веерообразно расширяющихся трещин. В правой части снимка стрелками показаны две трещины выхода на поверхность плоскостей скола. Они поперек секут часть веерной системы трещин

Рис. 79. Огивы (дугообразные валы льда), переходящие в краевых частях ледника в наклонные вверх по языку пластины. Плоскости скола между пластинами выделяются значительной засоренностью моренным материалом. Темные пятна в средней части потока образованы скоплениями выведенной на поверхность морены

Рис. 80. Полтора десятка пластин в приконцевой части ледникового языка. Неровный продольный профиль через этот участок отражает неравномерное смещение пластин по плоскости скола. В правой средней части снимка (стрелка) наиболее чётко представлена плоскость скола верхней группы пластин

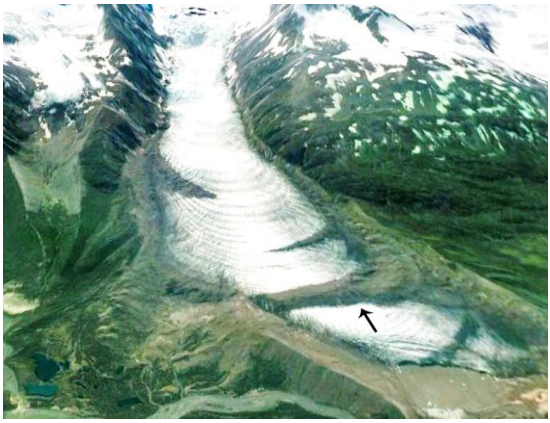


Рис. 81. Надвиг с образованием поперечного моренного вала, переходящего в левобережную боковую морену. Выше этого вала в краевых частях языка по плоскостям сколов на поверхность выведены клиновидные скопления морены. В приконцевой части языка видно сгружение морены (поясок), выведенное на поверхность по плоскости скола

Рис. 82. Активный боковой ледник, наложенный на главный в виде языка со своими моренами. Его конечная морена в левобережье смыкается с боковой мореной главного потока

Рис. 83. Надвинутый язык в средней части долины отличается неустойчивостью конца, что отражено в грядовой морфоскульптуре его конечно-моренного комплекса

Рис. 84. Тройной надвиг (стрелки) на замороженный язык. Надвиг *1* завершился формированием конечной морены. На этот язык (чистый лед) надвинут моренный язык *2*, а на него надвинут современный язык с чистым льдом (*3*)

Рис. 85. Моренный поясок – дугообразная поверхностная морена, сформированная в результате скола и надвига верхней части языка на его приконцевой участок. Эта конечная морена шириной до 200 м переходит в одновозрастные боковые морены. Выше по леднику видна серия дуг, выходящих на поверхность скола. Их границы маркированы полосами концентрации обломочного материала

Рис. 86. Моренный поясок неравномерной ширины в 700 м от конца ледника с хорошо сформированной конечной мореной. О надвиговой причине образования моренного пояса свидетельствуют сопряженные с ним боковые морены и уменьшающаяся ширина языка

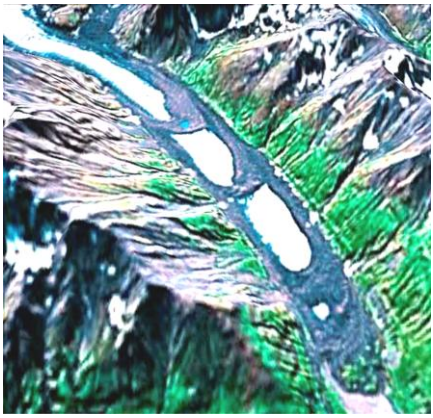


Рис. 87. Ледник с тремя моренными поясками. Нижний широкий пояс практически перекрыл концевую часть языка. Средний поясок отстоит от нижнего на 200 м, а верхний – на 550 м от среднего. Все три пояска, как и конечная морена, сопряжены каждый со своими боковыми моренами, что подчеркивает надвиговую природу их возникновения

Рис. 88. Четверной надвиг ледниковых языков: язык *1* надвинут на край ледника *2*; тот, в свою очередь, надвинут на ледник *3*, который перекрывает приконцевую часть ледника *4* и вместе с ним формирует крупную срединную морену

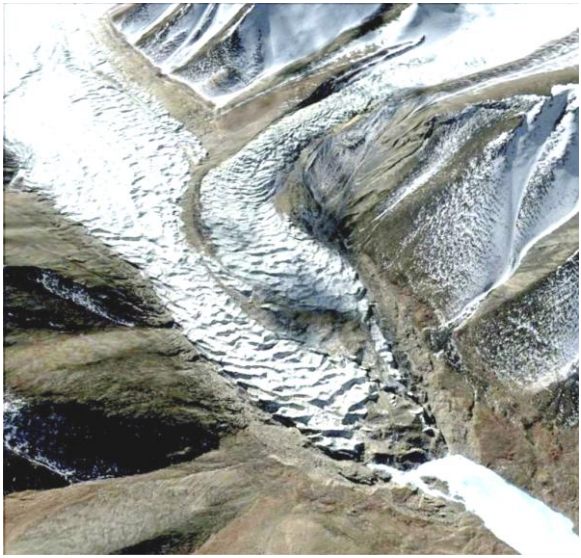


Рис. 89. Надвиг бокового языка на главный

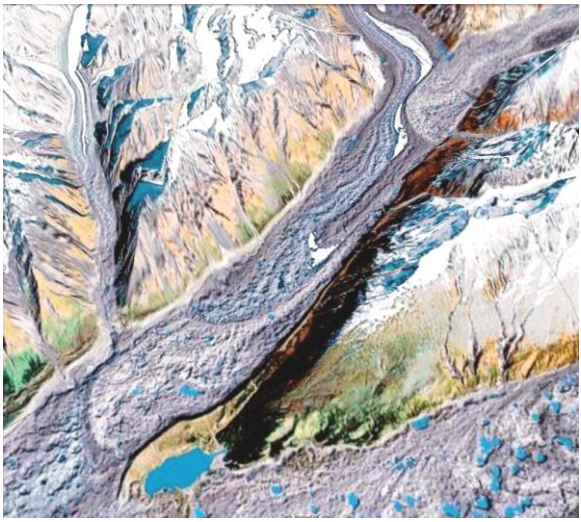


Рис. 90. Выраженные в рельефе надвиги на замороженных ледниковых языках

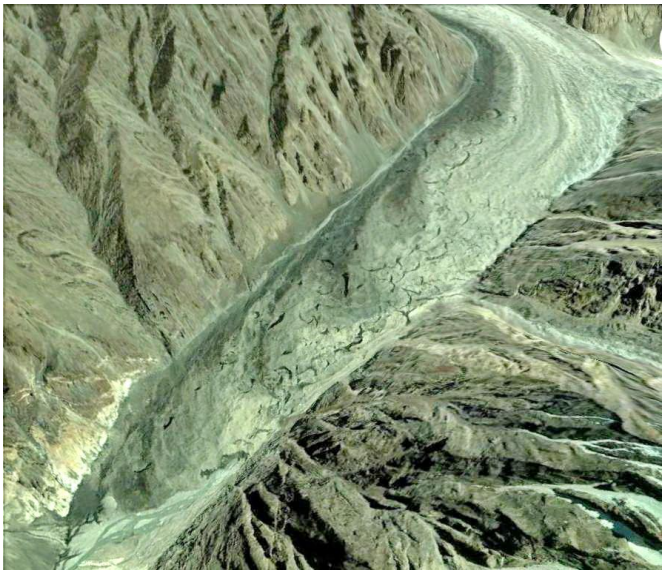


Рис. 91. Ступени надвигов на замороженном ледниковом языке

Рис. 92. Свежий надвиг среднего потока сложного долинного ледника

Рис. 93. Тройной надвиг разновозрастных потоков одного и того же ледника. На снимке хорошо видны границы ледниковых языков уменьшающихся размеров

8. Растекание льда

В научной литературе можно найти разные гипотезы о движении льда в ледниках и миграции самих ледников, многообразных формах их слияния (конвергенции). Но практически нет сведений о таком интересном явлении, как растекание льда в долинных ледниках. В соответствии с динамической классификацией ледников П.А. Шумского [3. С. 223] различают ледники стока и ледники растекания. К ледникам стока относятся горные ледники [Там же. С. 122]. Считается, что сила стока в них составляет 100% движущей силы, господствует ламинарное течение. Силы стока обусловлены уклоном и кривизной ложа ледников. Ледниками растекания являются образования покровного типа. В них движущей силой преимущественно является растекание и преобладает глыбовое скольжение.

Такая классификация ледников по типу движения слишком упрощена, и не случайно исследователями этого вопроса выдвинуты различные гипотезы, краткий обзор которых дан в книге С.В. Калесника «Очерки гляциологии» [4. С. 225–269]. Вероятно, сила стока в горных ледниках не всегда составляет 100%; при определенных условиях на отдельных участках продольного профиля горного ледника возникают условия для растекания, что подтверждается приведенными ниже аэрокосмическими снимками некоторых современных ледников. В ледниках, выходящих из горных долин на более пологие предгорные поверхности, течение стока сменяется растеканием и формированием булавовидных концов ледников. Ярким примером таковых является ледник Маляспина в Канаде (рис. 105). У других ледников растекание проявляется еще в пределах горного сооружения и выражается в формировании боковых ответвлений, вторгающихся в приустьевые участки боковых долин и другие понижения склонов на пути движения ледникового языка. Наиболее характерные примеры этого явления представлены на рис. 94–106.

Рис. 94. Главный ледник (*1*) на выходе в поперечную долину раздвоился, его правобережная ветвь пошла направо и соединилась с двумя другими ледниками, а левобережная пошла в противоположную сторону (стрелки) и слилась с соседним небольшим ледником

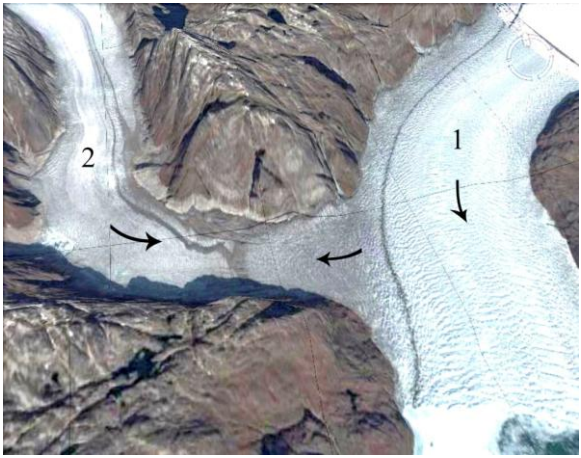


Рис. 95. Ледники смежных долин встретились в поперечном приустьевом участке долины ледника *2*. Достигший этого участка несколько раньше более крупный ледник *1* своей правой частью вторгся в результате растекания льда в долину ледника *2*

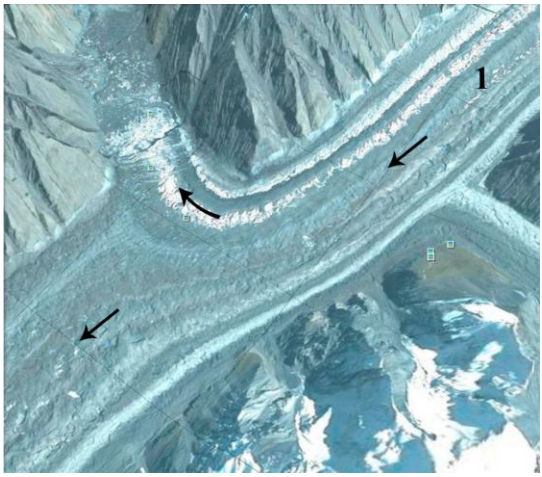


Рис. 96. Приустьевый участок долины ледника Северный Инильчек (*1*), в который повернула правосторонняя часть ледника Южный Инильчек, обусловившая ежегодное образование ледниково-подпрудного озера Мерцбахера

Рис. 97. Приконцевые части двух ледников. Правый ледник (*1*) при встрече с продольным каменным препятствием разделился на две части, а левый ледник (*2*) перед сужением занимаемой им долины дал отвершек в поперечное понижение

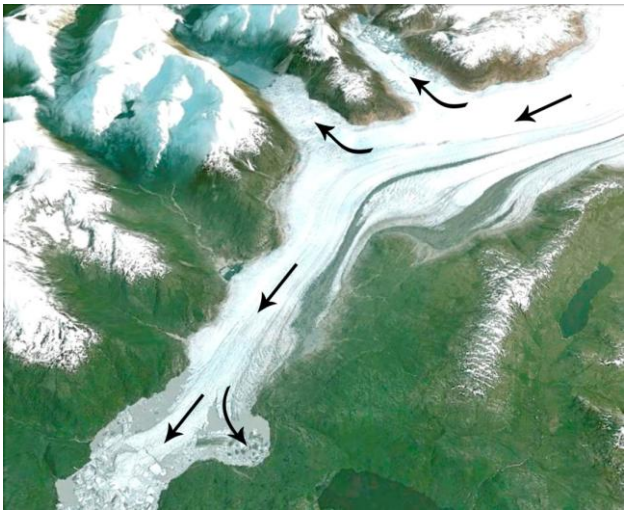


Рис. 98. Долинный ледник дал два значительных отвершка в правобережные боковые долины и образует расширение в западине склона долины ниже по течению. В приконцевой части ледника на месте былого отвершка возникло озеро с мелкими айсбергами. Дробление с образованием многочисленных айсбергов в приледниковом озере характерно и для конца ледника

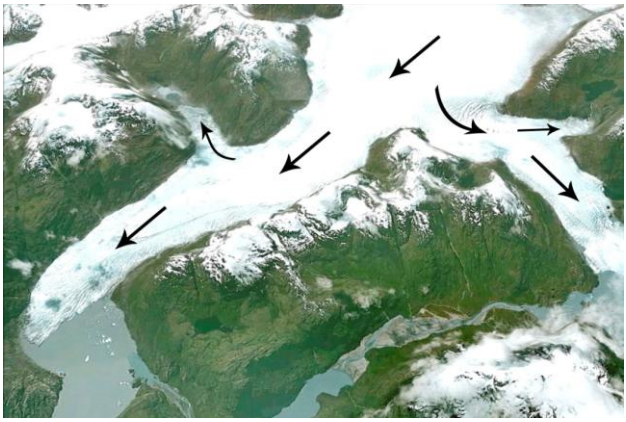


Рис. 99. Образование отвершков в обе стороны от главного потока. Более крупный левосторонний (по леднику) отвершек дал свой левосторонний отвершек

Рис. 100. Многократное растекание в боковые долины, причем каждый из боковых отвершков осложнен дополнительным растеканием

Рис. 101. Противоположное растекание. Крупный ледниковый поток при входе в поперечную долину разделился: значительная его часть устремилась вправо против уклона долины, а основная масса пошла вниз по долине, предварительно дав отвершек с правой стороны. Ниже по течению к этому потоку присоединились более мелкие боковые ледники

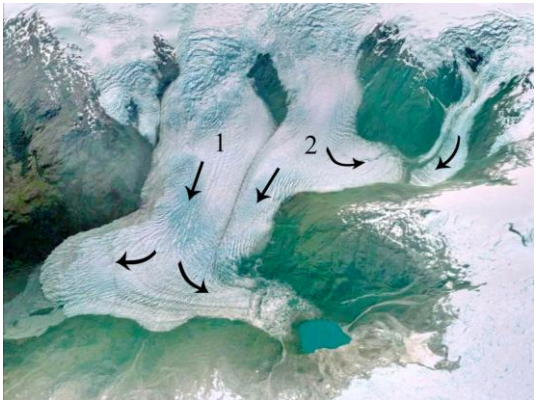


Рис. 102. Узел сложного взаимодействия ледниковых потоков. Два крупных потока (*1* и *2*) спускаются из общего бассейна питания и сливаются, при этом поток *2* образует отвершек влево навстречу ледниковому языку соседней долины; место их встречи маркировано концентрацией моренного материала (темный поясок). Более мощный поток (*1*) спускается дальше и на конце распластывается в противоположные стороны

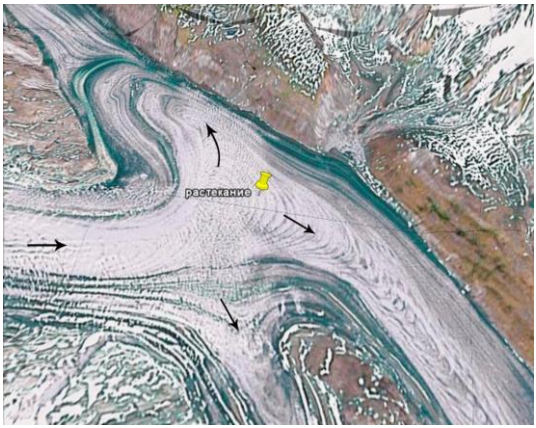


Рис. 103. Тройное растекание ледникового языка. На подходе к поперечной долине он образует значительный правобережный отвершек, а в поперечной долине распластывается в противоположные стороны. Активное движение льда в правую сторону маркировано огивами, а на левостороннем потоке прекрасно выражены послойные языки надвигов льда

Рис. 104. Четверное растекание ледникового языка. В приконцевой части он активно вторгается в левостороннюю боковую долину и поворачивает вправо. На повороте дает небольшой сброс льда в сторону другого ледникового языка, далее устремляется в крупную поперечную долину и растекается здесь в противоположные стороны. Рисунок полос поверхностной морены свидетельствует о неспокойном характере ледника (пульсациях)

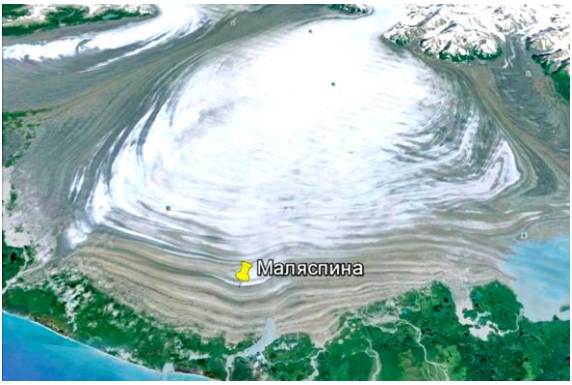


Рис. 105. Огромное (более 30 км в ширину) расширение (булава) ледника Маляспина при выходе из узкой горной долины на прибрежную равнину. Прекрасно видно слоистое строение булавы за счет чередования пластин с разной степенью засоренности обломочным материалом. На переднем плане представлены крупные (шириной до 2 км) моренные валы, оставшиеся в результате сокращений ледника. В основании лобовой части ледовой булавы прослеживаются признаки формирования новых конечно-мореных валов

Рис. 106. Сложный узел сочленения ледниковых потоков и одновременного растекания льда в одном из них (*4*). Все ледники на коротком участке (см. линию поперечного профиля в верхней части снимка) соприкасаются между собой, отделяясь срединными моренами. Поток ледника *2* ниже этого профиля сначала следует за ледником *1*, но, не вместившись в долину, круто отклоняется вбок к потоку *3*. Ледник *4* в районе профиля ограничивается коленообразным отвершком, а основную массу льда направляет в другую широкую долину, где еще раз растекается в противоположные стороны

9. Концы ледников

Все горные ледники, как бы велики они ни были, обязательно где-то оканчиваются. Одни зависают, обрываются резким сколом конца ледникового языка на крутом склоне и почти не покрыты моренным материалом. Другие оканчиваются на дне горных долин и сильно засорены с поверхности мореной, из-под которой не видно льда, и только специальным исследованием можно установить действительное окончание «живого» ледника. У третьей группы ледниковый язык постепенно выполаживается и оканчивается четким краем, слабо засоренным мореной. Весьма различна степень расчлененности конца ледника трещинами, а некоторые концы вообще не расчленены. Все это многообразие концов ледников является следствием целого ряда факторов: характера поверхности, на которой ледник оканчивается; принадлежности языка простому или сложному леднику, а для последних – степени приконцевой активности образующих его потоков; приконцевой скорости движения ледника; проявления общих пульсаций, приконцевых подвижек с дроблением льда, окончания на плаву в местном водоеме и т.д. На общий вид структуры поверхности конца ледника накладывает отпечаток и трещиноватость (ее форма и степень развития). Ниже приведены наиболее представительные типы концов ледников в зависимости от отмеченных выше условий.

1. Концы «пассивных» (по Х. Альману [1]; С.В. Калеснику [4. С. 210]) или малоактивных ледников [Там же. С. 211]. Их приконцевые и концевые скорости очень незначительны по всему краю, и в летний период поверхность конца ледникового языка выполаживается за счет активного таяния. Общий вид концов таких малоактивных ледников определяется плавной формой края на контакте с ледниковым ложем и морфоскульптурой поверхности льда. У одних ледников прослеживается веерообразное растекание льда (рис. 107), у других

выражена продольная ребристость разной степени (рис. 108), третьи отличаются аморфной морфоскульптурой поверхности (рис. 109).

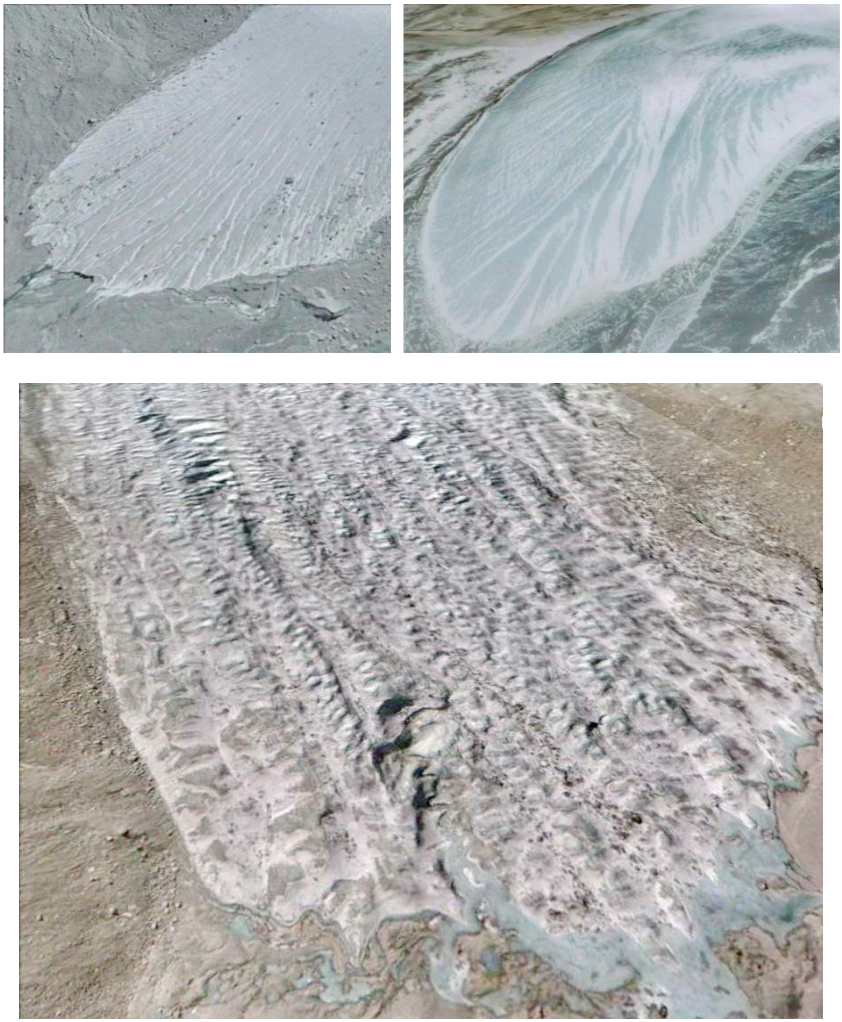


Рис. 107. Разновидности концов «пассивных» ледников.
Их отличает ровный край и пологий переход на дно долины

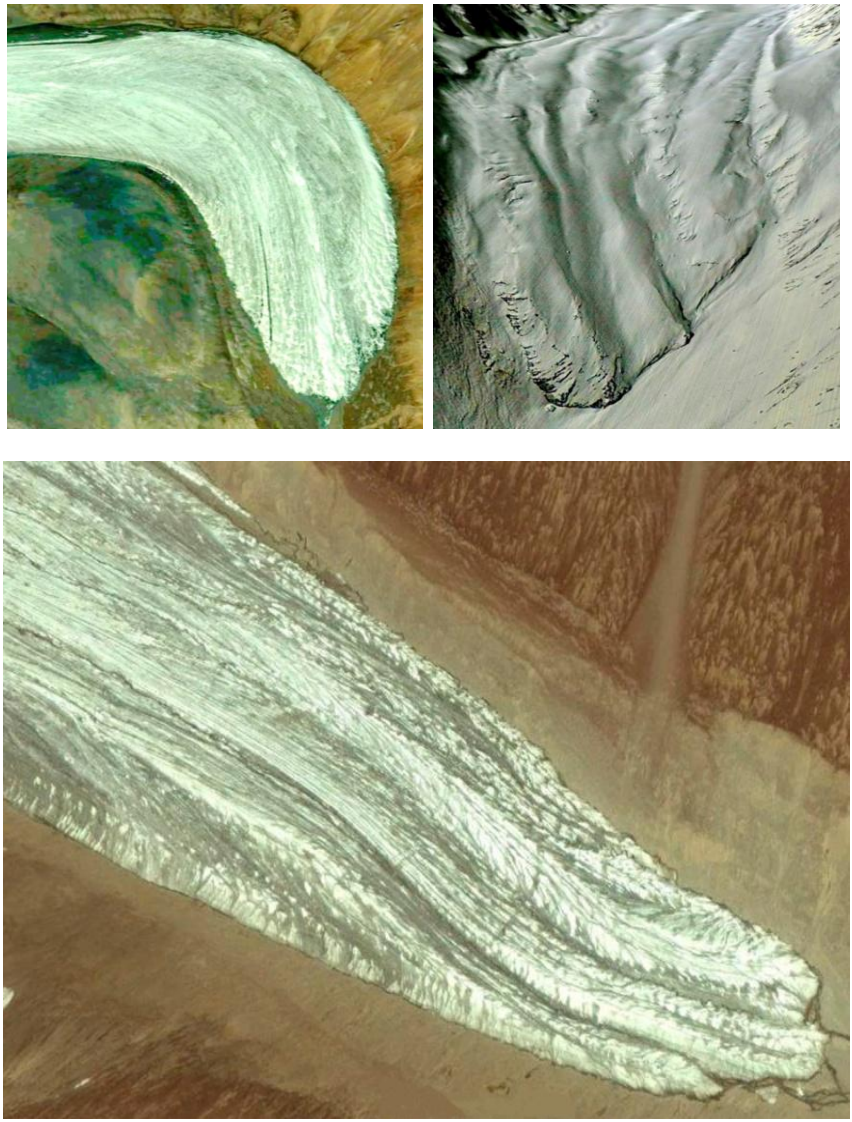


Рис. 108. Концы «пассивных» ледников
с продольной ребристостью разных размеров

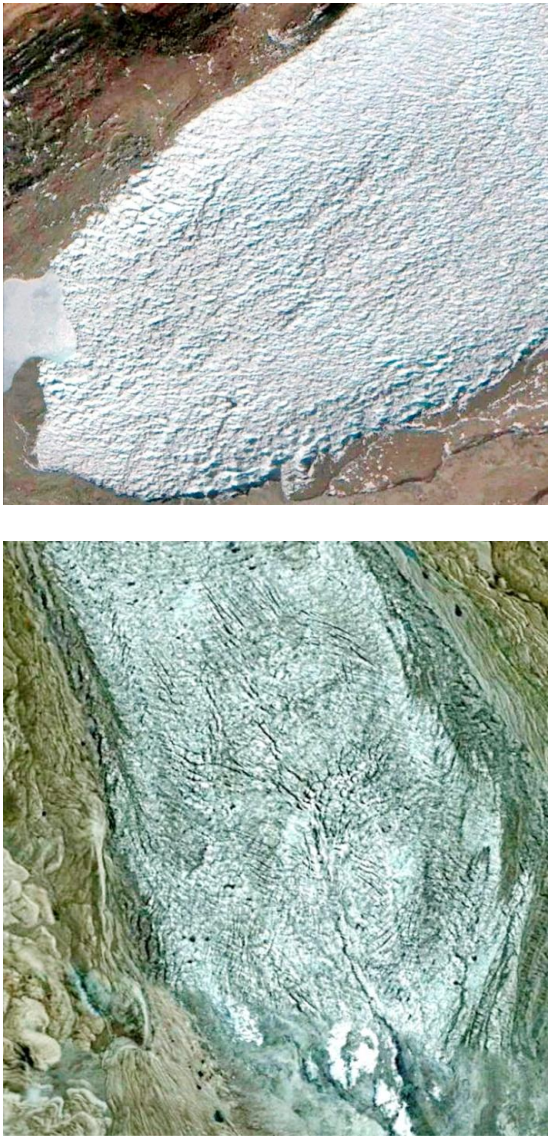


Рис. 109. Концы «пассивных» ледников с аморфной структурой поверхности

Рис. 110. Малоактивные ледники с плавными чертами рельефа поверхности в приконцевой части языка, плотно лежащего на своем ложе

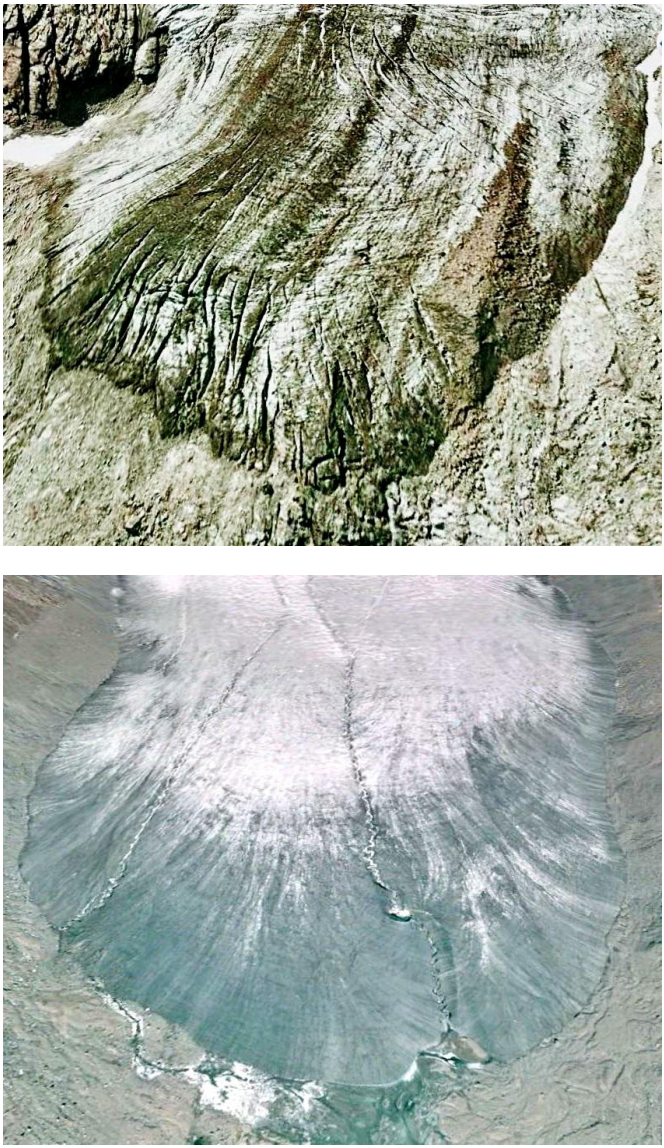


Рис. 111. Крутолобые концы малоактивных ледников

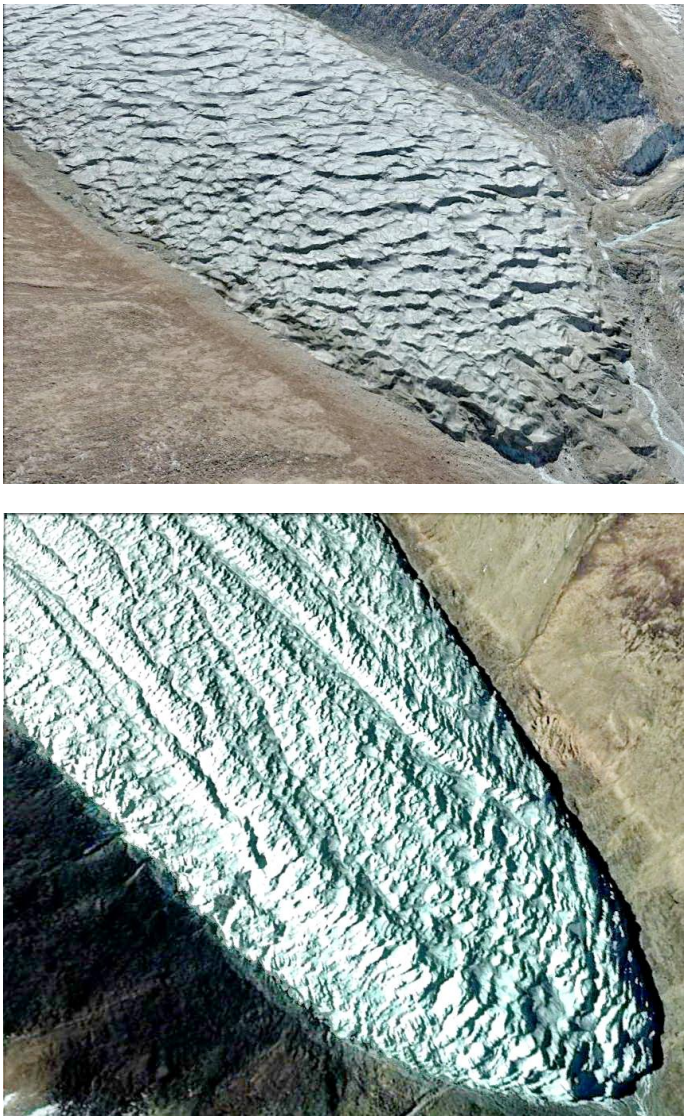


Рис. 112. Концы малоактивных ледников
с трещино-блоковой структурой поверхности

2. Концы высокоактивных [4. С. 211] ледников гораздо разнообразнее по плановой форме и характеру поверхности льда (рис. 113–122). Плановая форма их края очень изрезана, выступающие участки чередуются с расселинами разной величины (рис. 116). На поверхности, расчлененной изометричными блоками, прослеживаются продольные гряды, отражающие сложное строение ледника. На рис. 113 плановая форма конца ледника напоминает лапу хищника с втянутыми когтями, а на рис. 221 – лапу динозавра.

3. Концы деградирующих ледников. Ледники оканчиваются на суше и находятся в фазе отступания (рис. 123–127).

Рис. 113. Конец сложного активного долинного ледника. Структура поверхности языка отражает разную степень активности его составных частей: левосторонняя часть языка замедлила движение, а правосторонняя активно надвигается на нее

Рис. 114. Конец наступающего ледника, о чем свидетельствуют блоковая структура его поверхности, отсутствие боковых морен и приподнятость конца над дном долины (падающая тень)

Рис. 115. Концы высокоактивных ледников с интенсивной трещино-блоковой структурой, вздернутые над своим ложем, о чем свидетельствует падающая тень

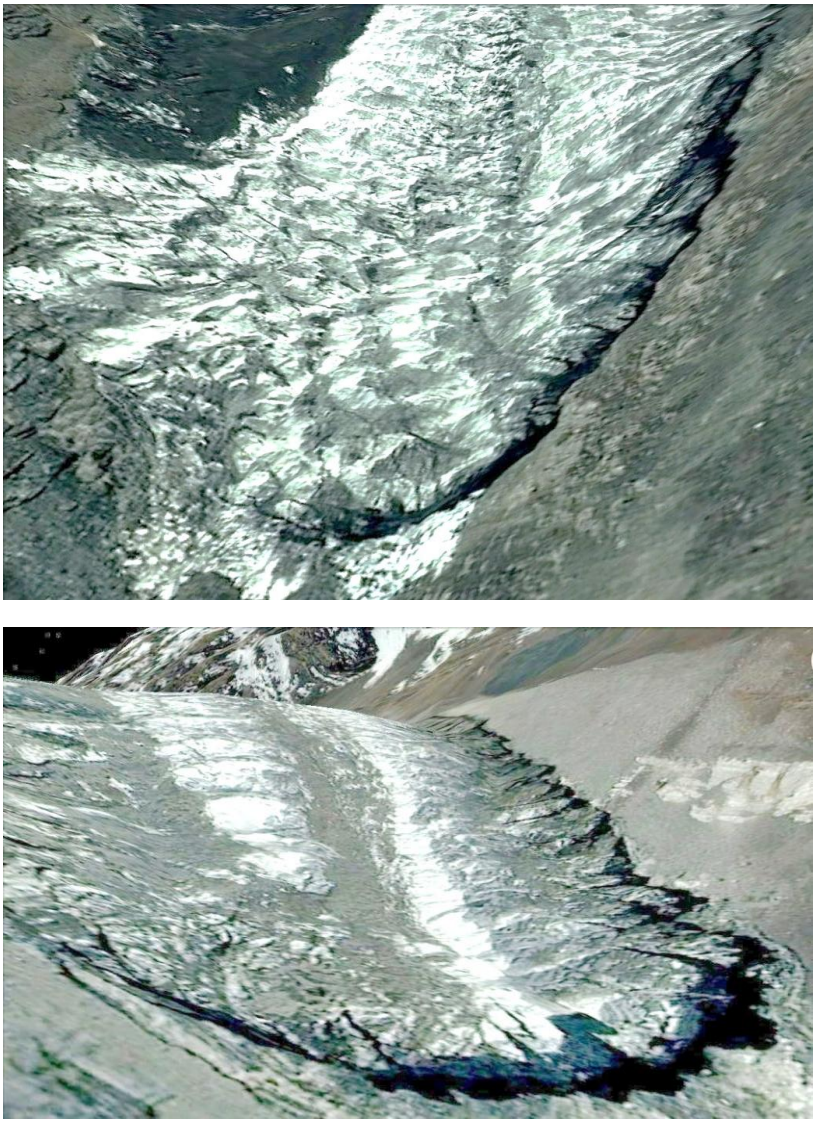


Рис. 116. Концы активных ледников. На верхнем снимке видны следы дробления правого края языка, а на нижнем дробится трещинами левый край и самый конец

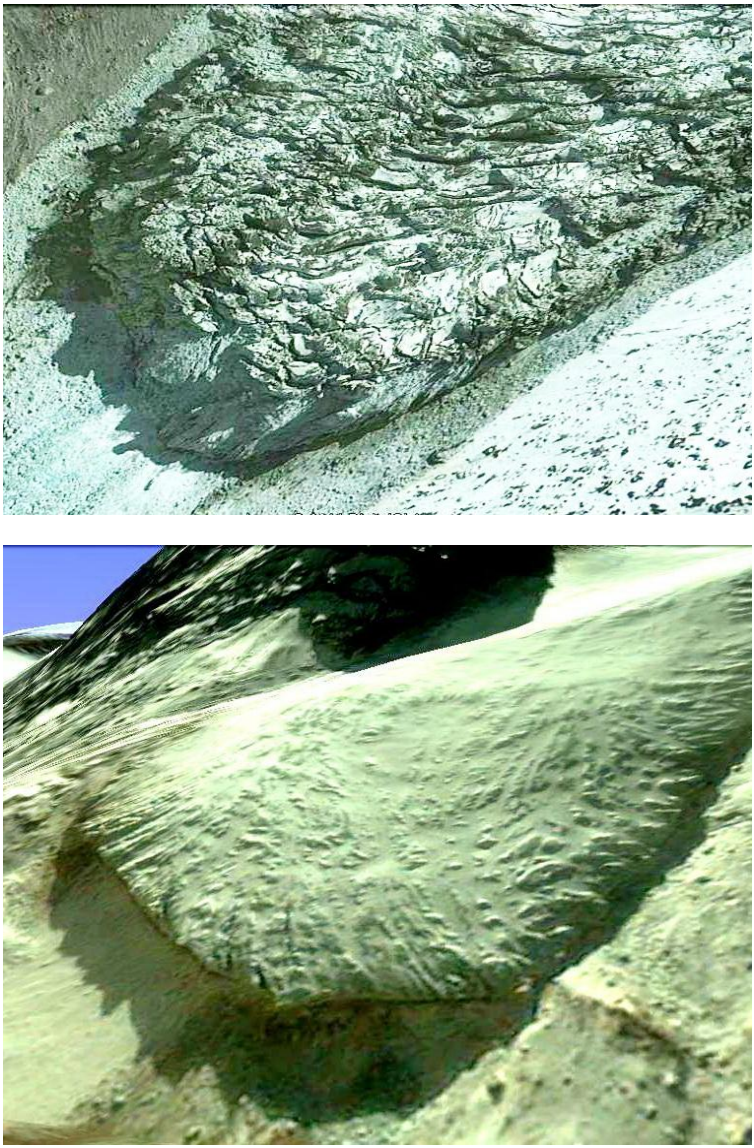


Рис. 117. Монолитные вздернутые концы языков активных ледников

Рис. 118. Подвижка и дробление концевого участка ледникового языка на крутом перегибе ложа

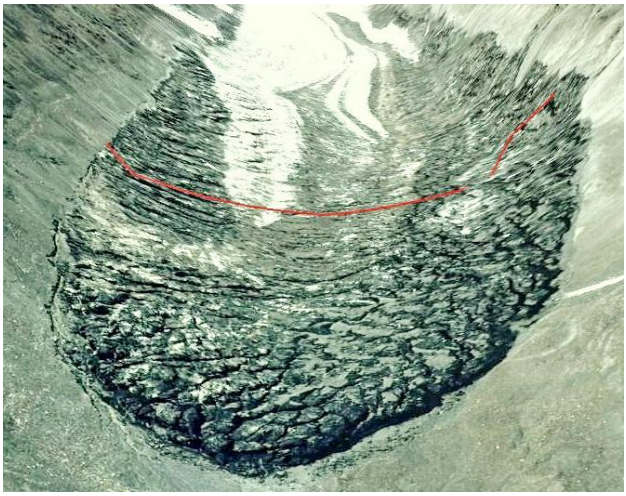


Рис. 119. Подвижка средней части ледникового языка с выдавливанием замороженных краев на склоны долины, о чем свидетельствует вогнутый поперечный профиль языка

Рис. 120. Монолитная блоковая подвижка всего приконцевого участка ледникового языка большой мощности

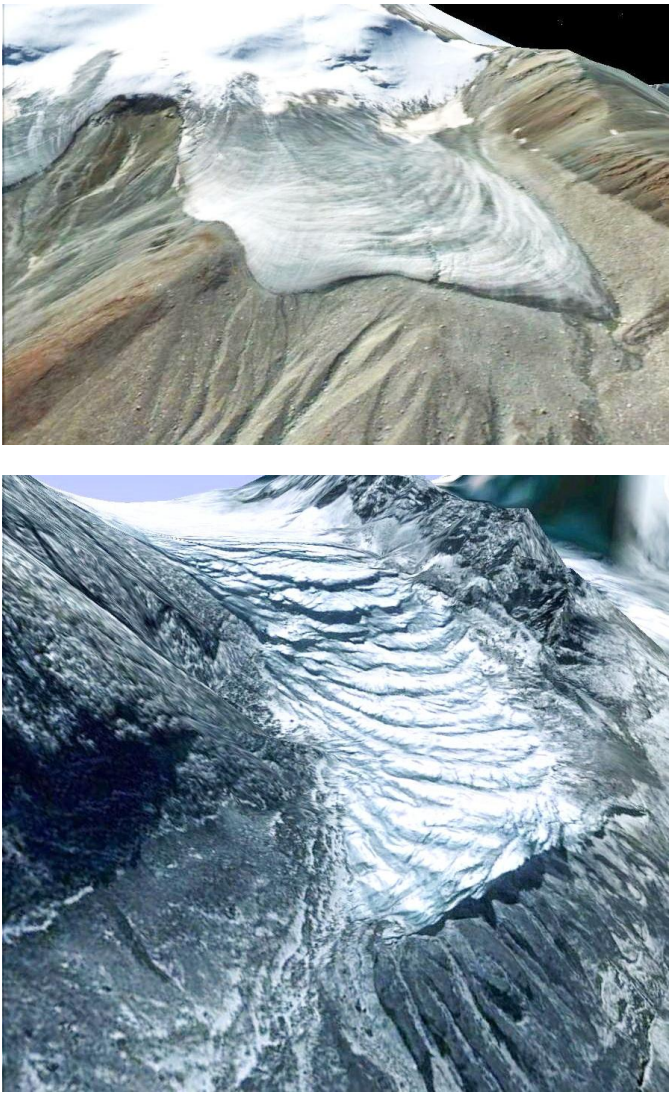


Рис. 121. Зависшие на крутом склоне концы ледников. На верхнем снимке – лопасть ледника конической вершины, на нижнем – ступенчатый приконцевой участок, сложенный серией надвинутых ледяных пластин

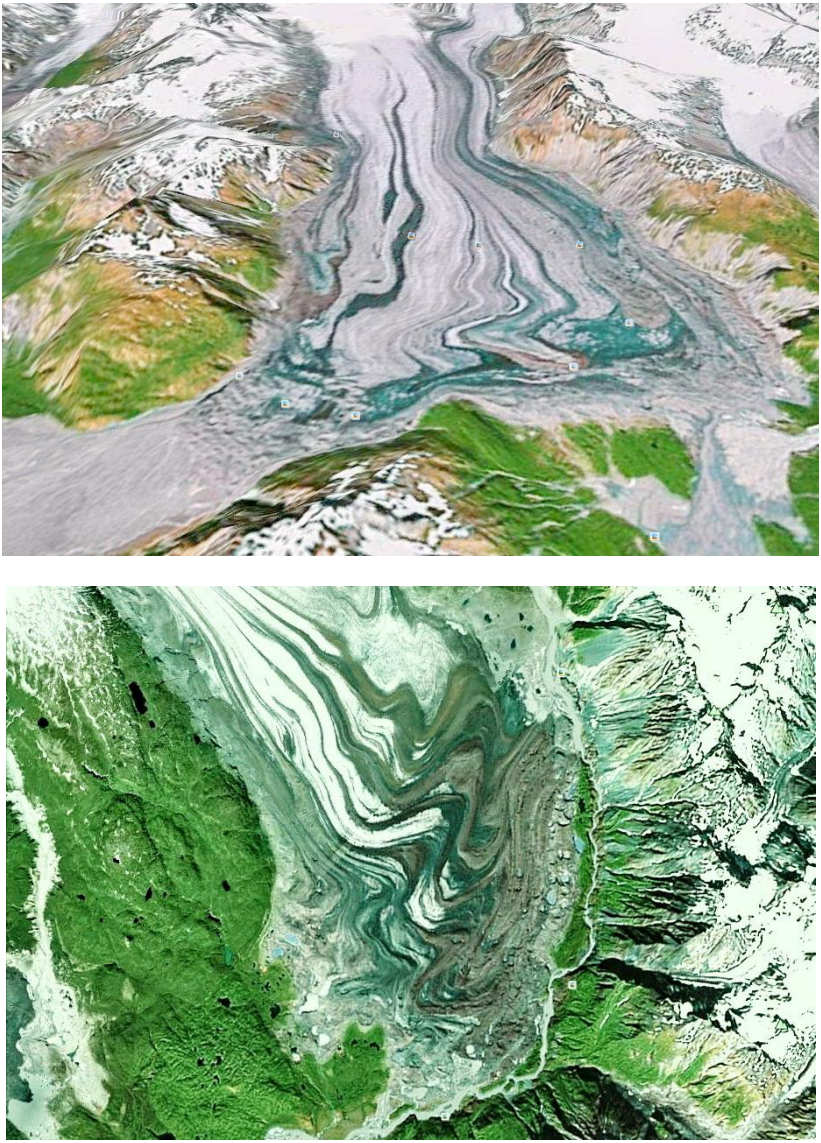


Рис. 122. Моренные петли на конце пульсирующих ледников

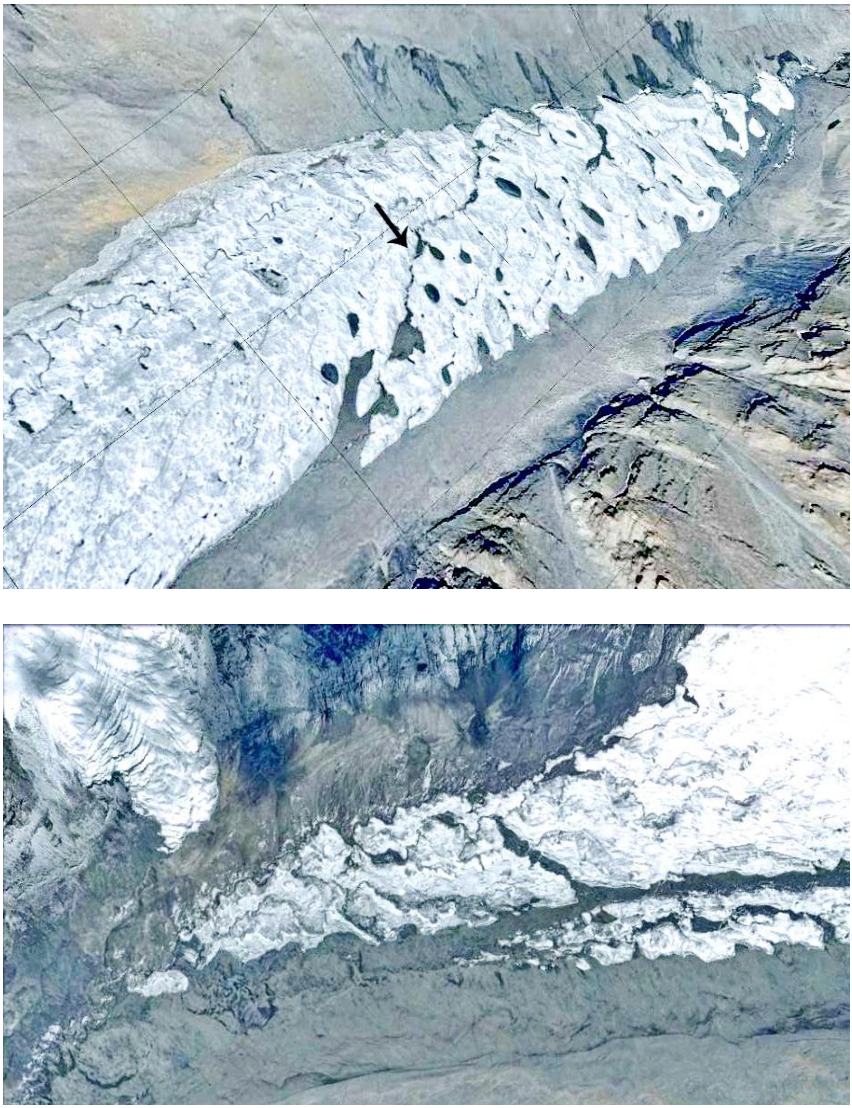


Рис. 123. Концы ледниковых языков практически отделены поперечно-диагональной трещиной от «живого» языка

Рис. 124. Былой конец ледникового языка распался на отдельные крупные блоки, утопающие в моренном материале. «Живой» язык тоже имеет блоковую структуру поверхности, дробится и погребается в морене

Рис. 125. Активное погружение в собственные моренные отложения

Рис. 126. Приконцевая часть ледниковых языков активно загружается моренным материалом, ледник как бы утопает в собственных отложениях боковых морен

Рис. 127. Концы деградирующих ледников, обрывающихся в приледниковый морской залив

10. Геолого-геоморфологическая работа ледников и морфология ледниковых отложений

Ледники являются одним из наиболее активных и мощных факторов преобразования рельефа земной поверхности. Ледники – это значительные массы льда преимущественно атмосферного происхождения, испытывающие вязкопластическое течение под действием силы тяжести и принявшие форму потока. На крутых склонах для начала движения льда достаточно небольшой его мощности (толщины), при пологих уклонах толщина льда должна быть многократно больше. Так, С.В. Калесник приводит следующие цифры: «На склоне 45° слабое движение льда возникает уже при мощности 1,54 м, а заметное – при десятикратной мощности. Для начала слабого движения на уклоне в 10° нужна толщина льда 6,28 м, на уклоне в 1° – 62,5 м; для заметного движения при тех же уклонах мощность льда увеличивается, соответственно, до 62,8 м и 625,1 м» [4. С. 158].

У ледников разных размеров, да и у одного и того же ледника в разных его частях, на разных участках продольного профиля толщина льда различается. Большей мощностью (толщиной) характеризуются крупные долинные ледники. Простые долинные, карово-долинные и другие более мелкие ледники имеют толщину значительно меньше. Но даже у них толщина измеряется многими десятками и даже первыми сотнями метров. В табл. 1 приведены мощности ледников в главных узлах оледенения на Алтае по радиолокационным данным С.А. Никитина.

Существенно больше алтайских мощность крупных ледников гор Центральной Азии, Гималаев, Гиндукуша, Памира и других горных стран земного шара. Например, у ледника Федченко (длина около 77 км) в бассейне р. Муксу (Памир) в нижней части ледни-

кового языка сейсмическим методом получена мощность в 250 м, в среднем течении – около 800 м, а максимальная превышает 900 м.

Плотность льда в ледниках несколько различается в зависимости от объема содержащихся в нём пузырьков воздуха и в среднем составляет 920 кг/м^3. Нетрудно представить, какое давление испытывает ледниковое ложе. Уже при мощности ледника в 50 м оно составит десятки тонн на квадратный метр. При этом лед давит не статически, он движется и производит два вида разрушительной работы: плакинг и абразию. Под плакингом понимается отщепление или выламывание ледником кусков горной породы, а абразия – это истирание пород ложа вмерзшим снизу в ледник обломочным материалом. В совокупности эти два вида процессов на контакте ледника и ложа называют ледниковой эрозией или экзарацией (выпахиванием).

Таблица 1

Параметры некоторых долинных ледников Русского Алтая

Название ледника	Морфологический тип	Площадь, км^2	Толщина средняя, м	Толщина максимальная, м
Двойной	долинный	2,59	53,0	143
Абылоюк	долинный	2,68	57,9	105
Джело	долинный	7,5	68,1	128
Малый Актру	долинный	2,84	86,3	235
Правый Актру	долинный	5,15	55,8	194
Левый Актру	долинный	5,95	39,7	185
Корумду	долинный	1,53	69,4	152
Большой Маашей	долинный	2,62	106,9	230
Ядринцева	долинный	7,6	52,7	130
Софийский	долинный	11,7	81,9	185
Большой Талдуринский	долинный	8,03	58,0	118
Геблера	долинный	7,99	72,2	160
Братьев Троновых	долинный	10,18	117,3	328
Родзевича	долинный	12,6	63,2	170

«Ледниковая эрозия прежде всего связана с двумя механизмами: отщеплением или выламыванием обломков (плакингом) и истиранием пород (абразией). Первый механизм состоит в том, что скользящий по ложу лед в отдельные моменты примерзает к нему,

вырывает и увлекает за собой куски породы. Второй механизм сводится к стачиванию ложа с помощью обломков прочных пород, входящих в состав придонной морены. Следы действия обоих механизмов выражены в морфологии бараньих лбов и ригелей, проксимальные (напорные) склоны которых спилены и закруглены абразией, а дистальные (теневые) склоны имеют угловатые очертания, обусловленные выламыванием блоков. Все крупные ледниково-эрозионные формы – кары, троговые долины, выпаханные льдом озерные ванны (языковые бассейны), фьорды, желоба-троги гляциальных шельфов и др. – являются результатом совместного действия обоих механизмов» [3. С. 208].

В работе С.В. Калесника приводятся оценки ледниковой эрозии по подсчетам разных авторов. «Гансен (1894), подсчитав объем североевропейских морен, вычислил, что ледники снесли со Скандинавии слой в 25 м. Подсчеты других авторов дали для Скандинавии слой ледниковой эрозии в 76, 154 и даже в 300 м, а для Альп – от 10–16 до 36–40 м. Рейд по твердому стоку рек, вытекающих из ледника Мюир на Аляске, заключил, что во всем бассейне ежегодный снос составляет 2 см; при такой скорости за 30 тыс. лет будет срезан слой в 600 м. По мнению Керра (1936), глубокие корытообразные долины Британской Колумбии и юга Аляски, врезанные на 600 м, выточены исключительно ледниками» [4. С. 415].

Продукты ледниковой эрозии (обломочный материал разной размерности) не остаются на месте. В горных ледниках этот материал, называемый мореной, постепенно переносится, транспортируется ледником к своему концу. Здесь перемещающийся моренный материал прекращает движение (если не подхватывается водотоками) и переходит в неподвижное состояние – формируется отложенная морена.

Переносимые ледниками массы обломков горных пород принято называть влекомыми моренами. Морфологические типы влекомых и отложенных морен показаны на рис. 128. Считается, что поверхностная морена на горных ледниках, которые сопряжены с крутыми склонами, формируется в основном за счет поступления обломочного

материала со склонов долин и вытаивания внутренней морены. Внутренние морены возникают главным образом в процессе поднятия придонных морен при тектонических деформациях льда и обычно слагают нагруженные обломками наклонные слои внутриледниковых сколов. Некоторая часть внутренней морены образуется из поверхностных обломков, сваливающихся в трещины. Основной способ образования придонных морен, слагающих придонный мореносодержащий лед, – захват обломков с ложа в процессе ледниковой эрозии.

Рис. 128. Морфологические типы влекомых и отложенных морен, связанных с языками горных ледников [3. С. 63]

Величина обломков в морене может варьировать от пылинок до крупных блоков. Крупные блоки, отделённые ледником от материнской толщи и перемещённые на значительное расстояние от места отрыва, называют отторженцами. В горных странах настоящие отторженцы можно спутать с блоками отседания склонов долины, попавшими на поверхность ледника и перенесёнными им на большое расстояние. Отличие последних от настоящих отвержен-

цев, входивших в состав внутренней морены, заключается в резкой угловатости, остроте ребер и неровности граней.

На Алтае в долинах рек Катуни и Чуи известны крупноглыбовые скопления изверженных и осадочных горных пород на поверхности и в теле высоких аккумулятивных террас в урочище Сок-Ярык, бом Комдож, между поселками Иня и Малый Яломан (все в долине Катуни) и в разных местах нижнего течения р. Чуи. Оторванные остроугольные блоки достигают в объёме 100–150 м^3. Некоторые из них раскололись на 2–3 части, которые соприкасаются в основании, чем подтверждается их бывшая целостность.

О мощности экзарационной работы горных ледников свидетельствует корытообразный поперечный профиль долин, которые испытали воздействие ледника [3. С. 465]. Такие долины названы троговыми, или просто трогами. «Для них характерны корытообразные (U-образные) поперечные профили с широким дном и крутыми вогнутыми бортами... Сохраняя корытообразную форму на одних участках, ледниковые долины на других участках, обычно имеющих крутое падение, могут быть и V-образными. Длина наиболее крупных троговых долин достигает нескольких десятков, иногда сотен километров.

Борта типичных троговых долин горных стран вверху переходят в обработанные льдом наклонные площадки, называемые плечами трогов (см. рис. 4). От вышележащих склонов эти плечи отделяются бороздами сглаживания. Некоторые троговые долины имеют не одну, а две или даже три пары плеч, а их профили представляют собой комбинации нескольких сопряженных парабол. Такие долины часто рассматриваются как вложенные троги, т.е. системы разновозрастных троговых долин, из которых более молодые врезаны в днища более древних. Продольные профили троговых долин имеют ступенчатую форму, обусловленную чередованием переуглубленных участков – бассейнов выпахивания с приподнятыми скалистыми ступенями, или ригелями. Бассейны обычно служат ваннами озер или заполнены аллювием, ригели же почти всегда обнажены; подобно бараньим лбам, они резко ассиметричны,

имеют сглаженные исштрихованные напорные склоны и неровные обрывистые дистальные склоны» [3. С. 465].

Сколь бы ни были велики ледники, они все равно где-то оканчиваются и здесь освобождаются от влекомой морены. Из последней, как отмечено выше, формируются отложенные морены. Выделяют две основные фации отложенных морен – донную и абляционную. Первая образуется под ледниками в процессе постепенного отложения обломочного материала, переносимого в составе придонной морены. Вторая формируется двумя способами: «проектированием» поверхностной и внутренней морены ледников на грунт (морена вытаивания) и стеканием водонасыщенной поверхности морены ледников по склонам (морена течения, или флоу-тилл).

Мореной называют не только рыхлый обломочный материал, перемещаемый и отлагаемый ледником, но и формы рельефа, сложенные этим материалом. Комплексы холмистых и грядовых форм рельефа, связанных с неравномерной аккумуляцией обломочного материала, подразделяют в горно-ледниковых областях на конечные и береговые (см. рис. 128). Относительно ровная (или слабо расчленённая) часть дна долины между конечной, береговыми моренами и концом ледника названа Р. Флинтом [10] основной мореной. Снизу она сложена былой донной мореной, оставшейся здесь при отступании ледника, а сверху на неё наложен материал свалившихся с ледника абляционной и внутренней морен.

Конечные морены в рельефе представляют собой гряды, валы или группы холмов поперек долины. По происхождению конечные морены подразделяют на насыпные и напорные. Напорной называют конечную морену, сформированную наступающим ледником в результате «бульдозерного» перемещения впереди себя моренных отложений. Правда, каких-либо убедительных аргументов для такого разделения конечных морен нет. У наступающих ледников конец языка оторван от ложа, перед ним нет нагромождений моренного материала. Что касается приводимых указаний на присутствие в напорных моренах линз зандрового песка или дислоцированности в моренных отложениях, то надо учитывать, что упомя-

нутое длительное квазистационирование конца не отвергает сезонных изменений его положения: летом он отступает в результате таяния, а за зиму несколько продвигается вперед. Следовательно, в результате этих сезонных колебаний края ледник может усложнять строение своей конечной морены.

По современным представлениям, в образовании конечных морен принимают участие три механизма: сваливание, проталкивание и выдавливание – нагнетание моренного материала, которые иногда обозначаются английскими терминами демпинг, пушинг и сквизинг. Очевидно, что сваливание морены со склонов ледника может создать крупные гряды лишь в случае очень длительного стационирования ледников. Проталкивание, т.е. процесс, похожий на работу бульдозера, сопровождает подвижки ледников и может создавать высокие асимметричные гряды, нагромождая и дислоцируя морену и неледниковые отложения предполий. Выдавливанию подвергаются водонасыщенные моренные толщи, испытывающие неравномерное давление со стороны налегающего льда; их материал нагнетается в подледные трещины и туннели, с чем связано формирование сетчатых гряд и грядок, либо к ледниковому краю, чем создаются конечные морены нагнетания. При выдавливании полужидкой морены из-под ледниковых клифов, спускающихся в морские и озерные бассейны, возникают мелкие гряды, которые при отступании оледенения могут покрывать обширные площади, создавая грядово-моренные ландшафты типа «стиральной доски».

Боковыми моренами называются скопления обломочного материала в краевых частях ледникового языка. У одних ледников этот обломочный материал только засоряет боковые части языка, практически не влияя на форму его поперечного профиля. У других ледниковых языков края закрыты столь толстым слоем, что он существенно уменьшает здесь таяние льда, и боковые морены в результате приобретают форму краевых моренных валов. Их размеры (высота и ширина) постепенно увеличиваются в направлении от границы питания (фирновой границы) к концу ледникового языка. У некоторых ледников боковые морены вниз по течению настолько

расширяются (при одновременном снижении высоты), что сливаются и покрывают сплошным плащом концевую часть языка.

Считается, что боковые морены образуются за счет обломочного материала, поступающего на края ледника с прилегающих склонов. Горные ледники действительно залегают на дне глубоких долин с высокими крутыми склонами, и потому такое объяснение кажется достаточно простым и убедительным. Вот как это описывается в книге «Очерки гляциологии»: «Постоянным источником питания поверхностных морен обломочным материалом являются обнаженные участки склонов долин... Наиболее благоприятны условия накопления по краям ледника. Обломочный материал, попав на ледник, нагромождается по обоим его краям в виде гряд боковых морен» [4. С. 399]. На самом деле с происхождением боковых морен, процессом их формирования не всё так просто. Не случайно, по-видимому, этот вопрос полностью обойден Р. Флинтом [10] и в «Гляциологическом словаре» [3]. На рис. 145, 146 прекрасно видно, что боковые морены отделены от склонов долин крупной ложбиной. От гребня боковой морены в сторону примыкающего борта долины опускается крутой склон ледника, а дно ложбины лежит значительно ниже поверхности ледника. Так что обломки горных пород со склона борта долины ограничились бы внешним краем боковой морены, накапливаясь на дне ложбины, заполняя её. Но в действительности этого не происходит, напротив, к концу ледника ложбина не только сохраняется, но ещё и увеличивается. Не в пользу отмеченного выше представления об образовании боковых морен за счет поступления обломочного материала со склонов долин свидетельствуют рис. 146, 147, где видно что современные валы боковых морен отделены от склонов долины высокими береговыми моренами – бывшими боковыми моренами, сформировавшимися, когда ледники были крупнее и спускались по долинам дальше соседних ледников.

В главе 1 при рассмотрении особенностей движения льда в ледниках было отмечено, что лед движется не только вниз по уклону, но и – под давлением – от осевой части языка к его краям, при

этом линии тока льда направлены от дна долины вверх к краям, а также по плоскостям скола в продольном направлении. В целом это можно представить в виде вытянутого вогнутого веера с неравномерными по длине составляющими (см. рис. 7).

Такое представление наглядно подтверждается прислонением боковых морен к более высоким береговым моренам и особенно наличием боковых морен у языков надвигания (см. рис. 81, 85, 86).

Поскольку береговые морены – это бывшие боковые морены былых более крупных ледников, их образование происходило в своё время по такому же сценарию.

Основным фактором засорения ледника обломочным материалом является плакинг – донная ледниковая эрозия. Внедрение продуктов плакинга в тело ледника происходит благодаря пушингу. Этим же процессом материал плакинга выводится и на поверхность ледника, главным образом по плоскостям сколов. Наблюдающееся увеличение степени засоренности поверхности по мере приближения к концу ледникового языка обусловлено двумя основными факторами: более активным (интенсивным) таянием льда, ускоряющим выведение на поверхность внутренней морены, и сокращением скорости движения льда по мере приближения к концу, что способствует концентрации обломочного материала в этом направлении.

Наконец, наиболее убедительно изложенное представление о роли плакинга и пушинга в формировании морен демонстрируют огромные скопления обломочного материала, которые резко отделены ложбинами от склонов бортов долин и на поверхности которых открытый лёд занимает лишь некоторую центральную часть, т.е. ледник лежит на собственном моренном пьедестале (рис. 158). В ряде случаев (рис. 159, 166) ледник на таком моренном пьедестале ограничен высокими валами боковых морен, лежит как бы в лотке из обломочного материала, и дно этого лотка продолжается до конца пьедестала (рис. 165). В некоторых горных долинах Центральной Азии ледники давно сократились до размеров каровых долинных, а по оставленному ими моренному пьедесталу проложены автомобильные дороги (рис. 157).

11. Конечные морены и конечно-моренные комплексы

Выше было отмечено, что в рельефе ледниковых отложений конечными моренами фиксируется концевое положение языка на определенном этапе его стационирования. Последнее может быть достаточно длительным и сопровождаться интенсивным сгружением обломочного материала. В одних случаях морена наиболее активно накапливается в краевой и концевой частях языка, в других – относительно равномерно и толстым слоем покрывает приконцевой участок ледника. Последующее за стационированием сокращение (отступание) у разных ледников происходит тоже по-разному: одни ледники отступают от накопленного у конца моренного материала на заметное расстояние ежегодно, и тогда конечная морена приобретает форму морфологически выраженного поперечного к направлению долины вала тех или иных размеров; у других ледников, покрытых в концевой части языка значительным слоем поверхностной морены, не видно отступания конца, его деградация проявляется в снижении уровня поверхности вследствие абляции льда под моренным плащом, и тогда в рельефе дна долины формируется языковидное образование, регрессивно наращивающееся вверх по долине. Здесь говорить о конечной морене как форме рельефа не приходится. Более того, не сохраняется в пространстве и былое истинное окончание ледника. Из-за продолжающегося медленного таяния льда под моренным чехлом развивается процесс солифлюкции и происходит медленное продвижение моренного языка вниз по долине, о чём свидетельствует его крутой край (рис. 129).

В большинстве случаев былое окончание ледника оценивается на местности по встречному направлению концов береговых морен (рис. 132). Когда они практически смыкаются, хотя и разделены

водотоком, в предполье ледника возникает замкнутое понижение, известное под названием «цунговый бассейн». Чаще береговые морены не смыкаются, разделены более или менее широким эрозионным врезом, конечная морена либо полностью отсутствует, либо представлена фрагментом (рис. 133). И замкнутые, и незамкнутые приконцевые моренные образования мы предлагаем называть конечно-моренным комплексом.

В эволюции ледников различают циклы разной продолжительности: стадиальные, измеряемые первыми тысячелетиями, и осцилляционные, осложняющие стадиальный процесс сокращения ледника в его регрессивной фазе развития. Положение конца ледника в максимум стадиальной подвижки или кратковременной осцилляции должно сопровождаться формированием конечной морены тех или иных размеров. Однако в природе по разным причинам (активное удаление моренного материала потоками талых ледниковых вод, слабая замороженность конца языка, непродолжительное его квазистационирование, размыв сформированной конечной морены блуждающим по дну долины водотоком и т.п.) конечные морены далеко не всегда сохраняются в рельефе, а сохранившиеся подчас могут иметь разную форму.

В практике палеогляциологических исследований принципиальным является аргументированность ранга конечной морены – стадиальная она или осцилляционная. При визуальном исследовании по аэроснимкам или непосредственно на местности наиболее надежным признаком стадиальных конечных морен является их связь с береговыми моренами. Последние формируются в течение весьма длительного времени, соотносимого со стадией, поэтому и конечные морены, даже если они слабо выражены в рельефе, должны относиться к стадиальным (рис. 134, 135).

Ниже приведены некоторые примеры стадиальных и осцилляционных морен.

Рис. 129. Языковидный конечно-моренный комплекс значительной мощности, о чем свидетельствует высокий (22 м) фронтальный уступ

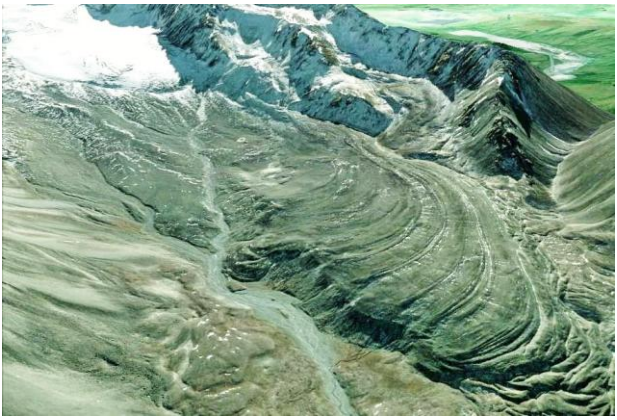


Рис. 130. Крупно-грядовый конечно-моренный комплекс. Грядами фиксированы некоторые этапы отступания конца ледника

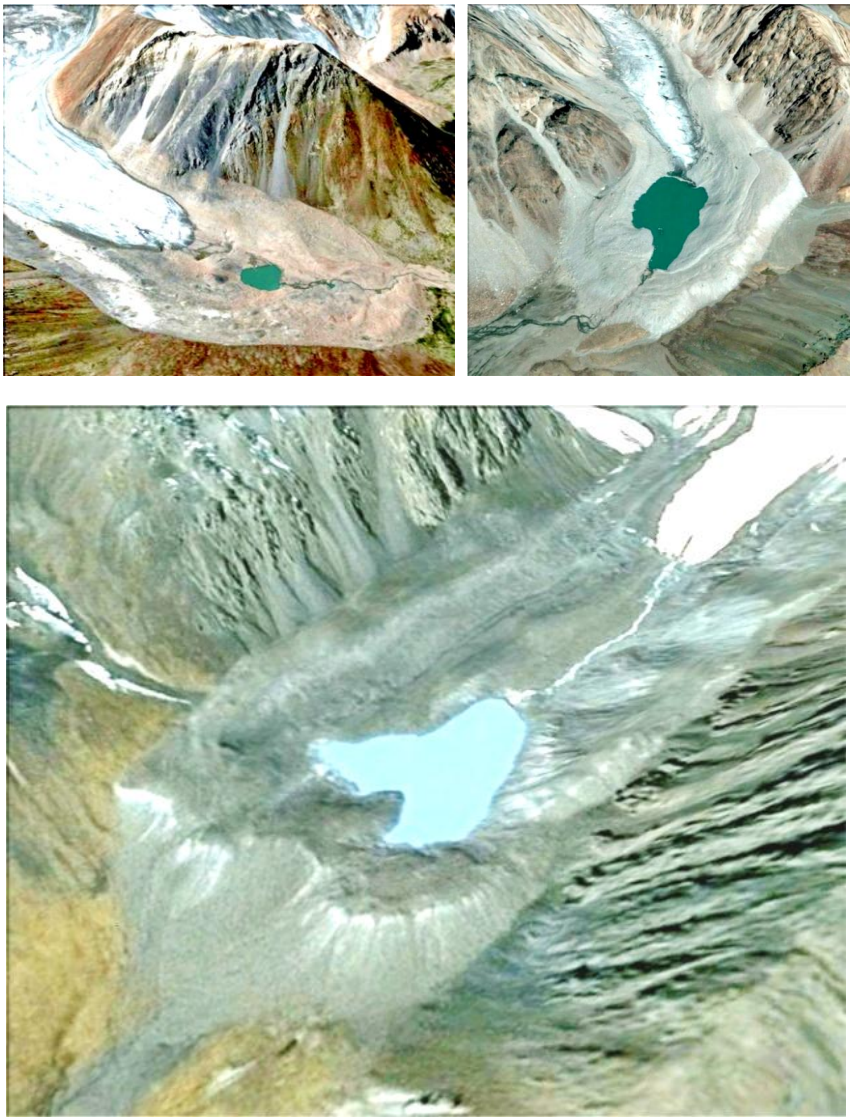


Рис. 131. Разные виды приконцевого (цунгового) конечно-моренного комплекса большой мощности

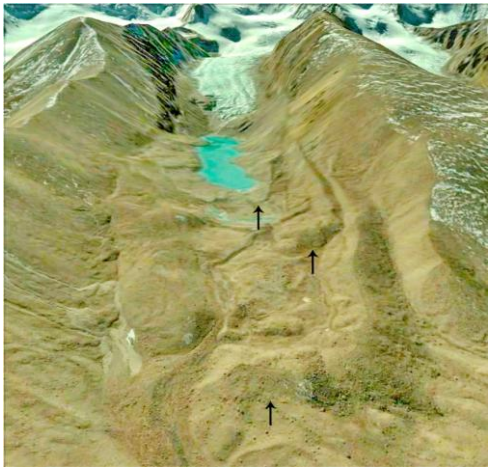


Рис. 132. Конечная морена (на переднем плане, стрелка), непосредственно переходящая в левобережную береговую морену. Ближе к леднику – аналогичная картина меньших размеров. На склонах долины прослеживаются более высокие береговые морены, сформированные в предыдущую стадию

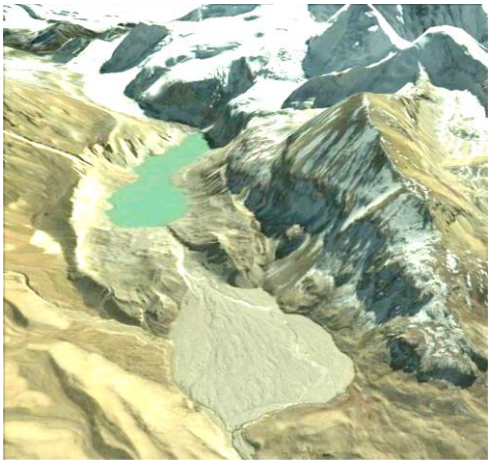


Рис. 133. Конечная (фронтальная) морена полностью размыта. О былом окончании ледника можно судить по концам береговых морен. На переднем плане – остатки конечно-моренного комплекса предшествующей стадии

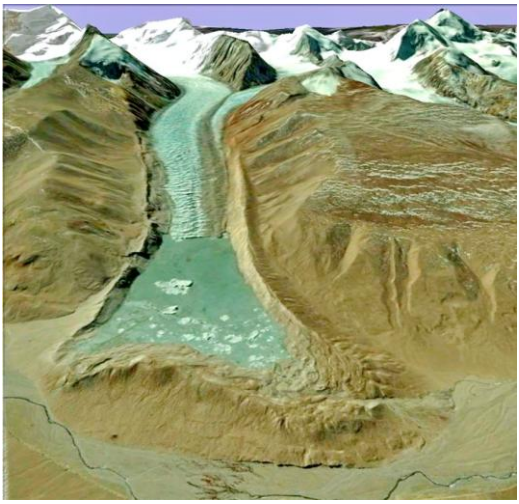


Рис. 134. Треугольный (в плане) замкнутый стадиальный конечно-моренный комплекс с приледниковым озером. По выходе из долины ледник широко распластывался и длительное время стационировал. В левой краевой части этого комплекса прослеживаются признаки неустойчивости конца левого ледникового потока (валики)

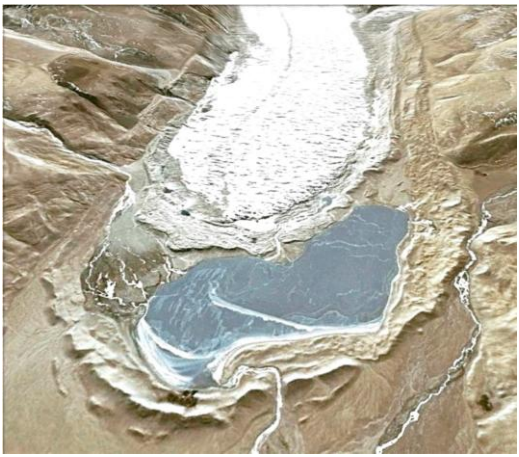


Рис. 135. Сложно построенный конечно-моренный комплекс, свидетельствующий о неоднократных возвратно-поступательных движениях конца ледника

Рис. 136. Три дугообразных фрагмента осцилляционных конечных морен. По-видимому, подвижки конца ледника были весьма непродолжительными, о чем можно судить по отсутствию отвечающих им береговых морен на склонах долины

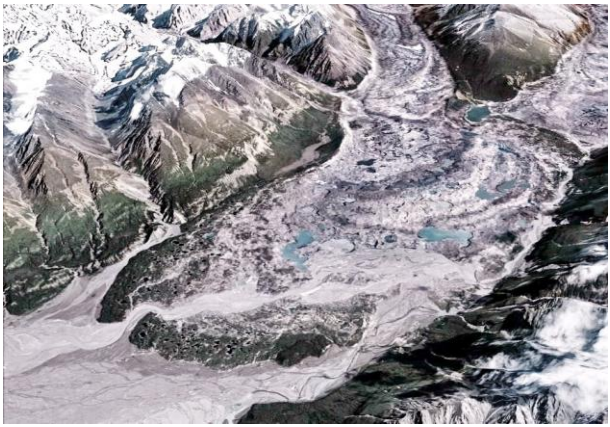


Рис. 137. Конечно-моренные отложения сильно засоренного пульсирующего ледника. Обращает на себя внимание большая мощность основного моренного вала (на переднем плане) и плохая морфологическая оформленность осцилляционных морен

Рис. 138. Стадиальные конечно-моренные комплексы, сформированные в результате широкого распластывания ледниковых языков по выходе из долин. На верхнем снимке конечно-моренного комплекса (чередование валов и ложбин) стрелкой показаны неоднократные подвижки конца ледника. На нижнем снимке внешний край булавовидного моренного поля оконтурен прерывистым валом. Во внутренней части моренного поля прослеживаются контуры последовательных прерывистых изменений сокращающегося ледника (уменьшающийся радиус контуров)

Рис. 139. Две разновидности осцилляционного процесса сокращения ледников: на верхнем снимке – пример преимущественно линейного сокращения языка при сохранении его большой мощности; остановки в отступании были непродолжительными. На нижнем снимке переход конечных морен в береговые валы свидетельствует о значительных стационарных задержках отступания, во время которых успели образоваться береговые морены

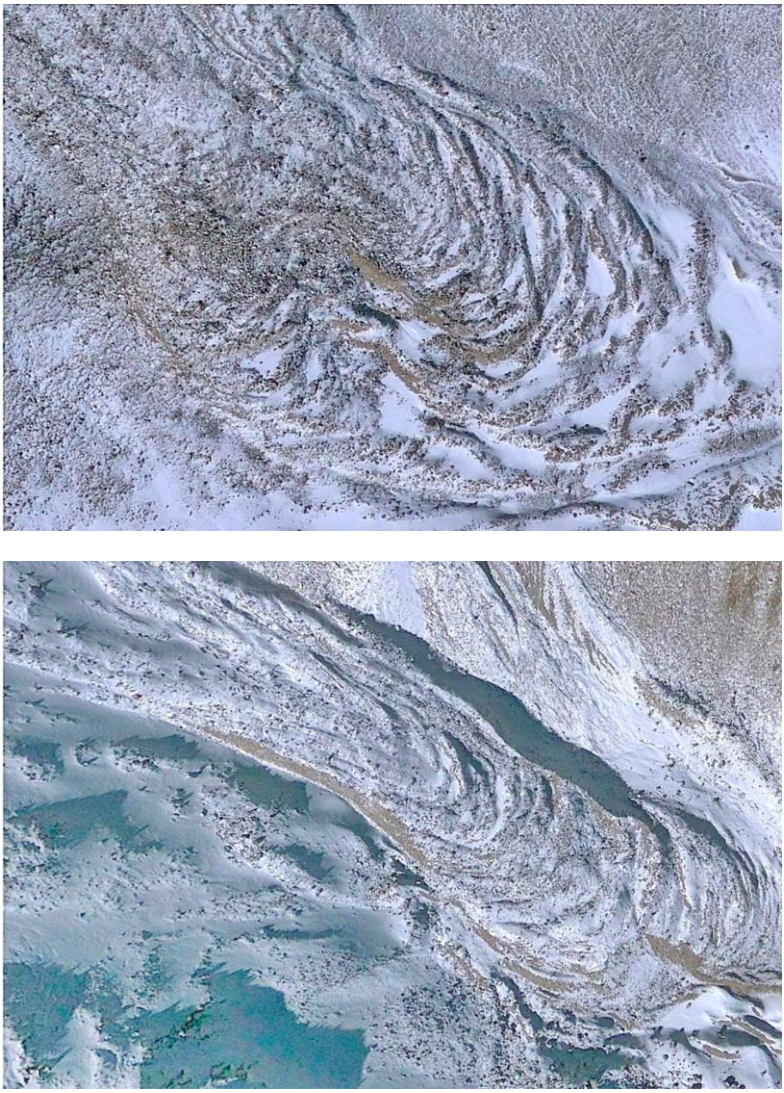


Рис. 140. Структура осцилляционных конечно-моренных комплексов при активной моренообразующей работе ледников. На обоих снимках дно долин заполнено моренным материалом с отчетливыми контурами сокращающегося ледникового языка

12. Береговые морены

Морфогенетической характеристике береговых морен уделяется крайне мало внимания в учебных и научных изданиях. В таких фундаментальных трудах, как «Основы геоморфологии» Р.Дж. Райса [9] или «Общая геоморфология» И.С. Щукина [12], береговые морены даже не упоминаются, а ведь их следует коснуться хотя бы для взаимопонимания между гляциологами и геоморфологами. Первые имеют дело с существующими ледниками и прямо или косвенно рассматривают все явления и образования, которые свойственны изучаемому леднику, например те же боковые морены. В палеогляциологическом аспекте отложенные морены изучаются с позиций ретроспективной эволюции былого ледника.

Для геоморфолога береговые морены – это одна из экзогенных форм рельефа, и поэтому описываются, прежде всего, их морфометрия, строение; условия формирования оцениваются по литологическим признакам. Наличие в составе обломочного материала береговых морен значительного количества окатанных обломков и упорядоченность их положения приводит исследователя к заключению о формировании этих отложений в динамичной водной среде. Дело доходит до «реконструкции» в долинах «прирусловых валов», «гигантских делювиальных террас» мощностью до 200 м (В.В. Бутвиловский, А.Н. Рудой, Ю. Хергет).

Прежде чем показать наглядные примеры крупных береговых морен, не связанных со склоновыми процессами на бортах трогов, рассмотрим определения термина «береговая морена», приведенные в некоторых изданиях.

1. Четырехъязычный словарь терминов по физической географии [11. С. 49]: «Береговая морена – морена долинных ледников, отложенная в виде гряд или ступеней вдоль склонов долины при частичном или полном стаивании ледника. Береговые морены,

расположенные друг над другом, называются террасами оседания (термин К.К. Маркова). Сохраняются в условиях сухого континентального климата, например на Памире. В районах с более влажным климатом превращаются в комплекс земляных пирамид».

2. Геологический словарь [2. С. 482]: «Морена береговая – морена горных ледников, отложенная в виде гряд или ступеней вдоль склонов долины при частичном или неполном таянии ледника. Образуется из морены боковой, которая остается при вытаивании на склонах долины. Морена береговая часто создает ярусы террасовидных ступеней, иногда называемых террасами оседания, которые свидетельствуют о неравномерном таянии ледников».

3. В палеогеографическом словаре Л.И. Маруашвили [7. С. 32] приводится такая характеристика береговых морен: «Береговые морены – боковые морены ледников. Образуются в процессе уменьшения их продольных и поперечных размеров. Недавно отложенные береговые морены распознаются легко. Древние же береговые морены часто сплошь задернованы, покрыты почвенным слоем и растительностью (травянистой или древесной), в связи с чем их распознавание требует учета их формы и простирания, а также литологического состава (путем осмотра естественных и искусственных обнажений). Береговые морены могут достигать высоты от нескольких метров до 200–300 м и располагаются иногда в неожиданных местах (например, на горных гребнях). Изучение береговых морен позволяет восстановить былые состояния ледников, стадии и фазы их отступания и наступания».

4. В учебном пособии «Общая геоморфология» О.К. Леонтьева, Г.И. Рычагова [5. С. 214] читаем: «На склонах трога часто наблюдаются так называемые террасы оседания, представляющие собой сохранившиеся в рельефе боковые морены ледников, заполнявших долины».

5. В учебном пособии Н.В. Макаровой, Т.В. Сухановой «Геоморфология» [6. С. 68] отмечено, что «отложенные морены включают основную, боковую и конечную морены». Как видим, береговые морены не выделяются, а боковая морена характеризуется

следующим образом: «Боковая морена – спроектированная на субстрат аналогичная движущейся морене. Рельеф боковых морен неровный, бугристый, их склоны, обращенные к леднику, крутые. Обычно они образуют валы, отделенные от основной морены руслами водно-ледниковых потоков».

В целом, обобщая приведенные определения береговых морен, надо согласиться, что таковые – это действительно спроектированные на субстрат былые боковые морены ледников. Но ни боковые, ни береговые морены своим происхождением не обязаны склоновым процессам на бортах долин, они созданы самим ледником в соответствии с особенностями движения льда [9. С. 348].

Наличие окатанных обломков в составе отложений береговых морен может быть объяснено выносом этих обломков со дна долины. Из этого, по Р.Дж. Райсу [Там же. С. 348], «следует важный вывод, что направление движения (льда – *П.О.*) следует уклонам поверхности ледника, а не ложа; таким образом, известная способность ледников выпахивать глубокие бассейны и преодолевать обратные уклоны (ложа – *П.О.*) получает теоретическое объяснение». Факт вывода обломочного материала донной морены к краям ледникового языка и включение его в состав боковых (а в последующем и береговых) морен подтвержден и исследованиями Л.Р. Серебрянного с коллегами. Этот процесс предопределяется растеканием донной морены от ложа по направлению к бортам на участках с выраженным течением сжатия. Постепенно мореносодержащий лед обезвоживается и преобразуется в морену. Схематично этот процесс представлен на рис. 7: в связи с известной закономерностью убывания скорости течения льда от поверхности вглубь толщи ледника в продольном направлении возникают сколы, плоскости которых направлены к поверхности в сторону конца ледника (рис. 141). Угол наклона этих плоскостей скола выполаживается по мере приближения к концу. По этим плоскостям верхние по продольному профилю участки языка надвигаются на лежащие впереди и обладающие меньшими скоростями течения.

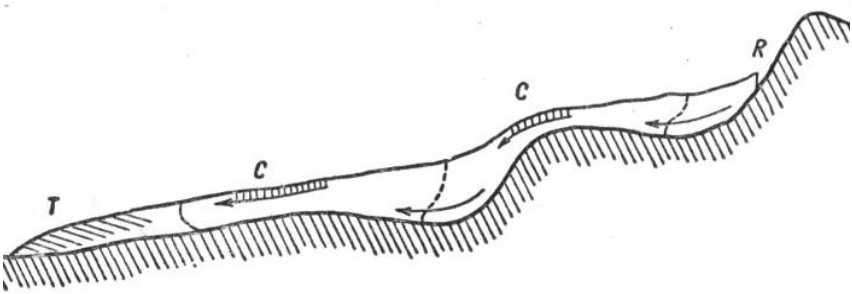


Рис. 141. Гипотетическое распределение наибольших скоростей в леднике: *R* – подгорная трещина; *C* – трещины; *T* – плоскости надвигов; стрелки – линии максимальных скоростей; пунктир – вертикальное распределение скоростей [4. С. 199]

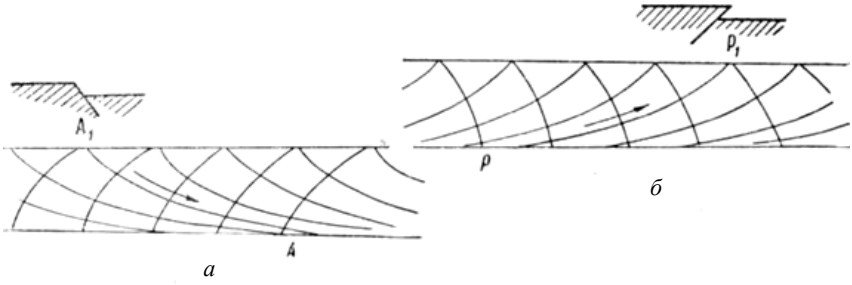


Рис. 142. Схема растягивающего (*а*) и сжимающего (*б*) течения в ледниковых языках [Там же. С. 257]

Такие надвиги возникают достаточно регулярно, и по плоскости скола моренный материал, захваченный со дна долины, проталкивается все дальше в тело ледника (пушинг) и выводится на поверхность. По этому же закону течения льда происходят боковое выдавливание морены от наиболее толстой (мощной) осевой части языка к его краям и насыщение ею боковых частей ледника (рис. 142).

Скорость бокового растекания льда существенно меньше продольной его скорости, соответственно, разное количество обломочного материала перемещается в этих направлениях за единицу

времени. Казалось бы, этому утверждению противоречат зачастую очень невыразительные конечные морены в сравнении с крупными валами береговых морен. Но не надо забывать, что талые ледниковые воды собираются, концентрируются у конца ледника, они постоянно удаляют часть моренного материала или переотлагают его, не способствуя формированию конечной морены. Да и сам конец ледника более динамичен в пространстве, чем края ледника. Но если морена у конца ледника по какой-то причине не удаляется талыми водами, например при их фильтрации сквозь моренную толщу, то мощность конечной морены не уступает, а даже превосходит мощность береговых морен. Наконец, надо учитывать и то обстоятельство, что на дне долины переработка моренного материала водотоками не прекращается по мере сокращения ледника, а отложения береговых морен остаются вне зоны их влияния и значительно медленнее подвергаются разрушению.

Надо отметить, что береговые морены формируются и долго сохраняются только вдоль бортов долины с малоактивными склоновыми процессами. Под крутыми склонами с постоянным обрушением продуктов выветривания и сходом лавин береговые морены не образуются как формы рельефа, они разрушаются еще на стадии формирования.

Ниже приведены достаточно выразительные фотографии разных горных областей (рис. 143–154).

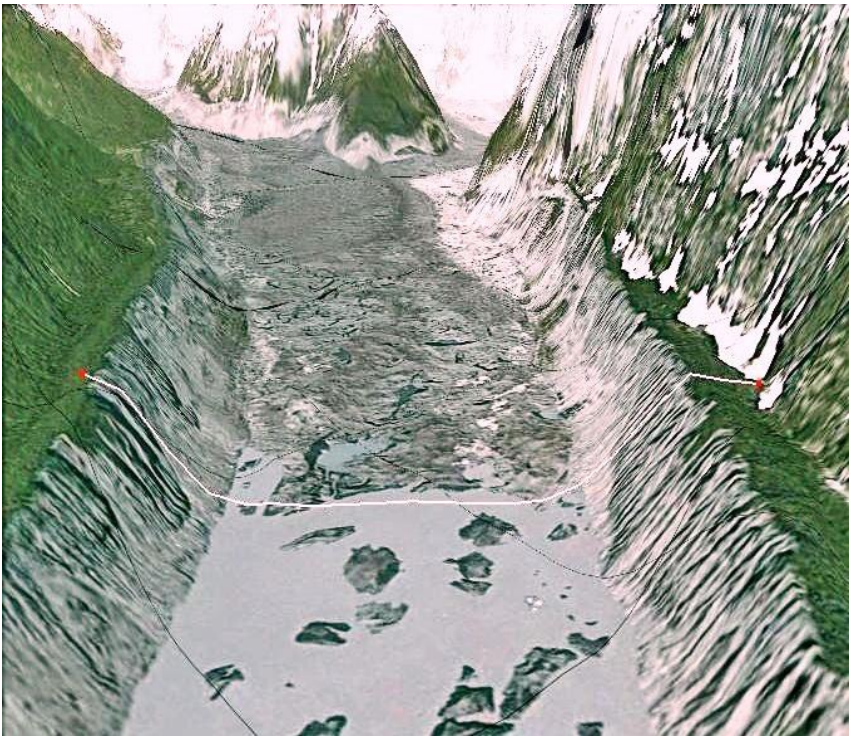


Рис. 143. Широкодонная долина с морено-подпрудным озером (на переднем плане), в который обрывается ледниковый язык, продуцирующий небольшие айсберги. Вдоль бортов долины протянулись береговые морены, соотношение размеров которых с дном долины отражает линия поперечного профиля

Рис. 144. Моренные «слепки» недавнего положения приконцевой части ледникового языка. Хорошо выраженные береговые морены с обеих сторон долины поворачивают к её осевой части, но не сливаются, не образуют замкнутую конечную морену из-за работы водотока. В срединной части «слепка» (стрелка) сохранились фрагменты былой срединной морены

Рис. 145. Простые по морфологии валообразные береговые морены, гребень которых отделен от прилегающих горных склонов крупными ложбинами

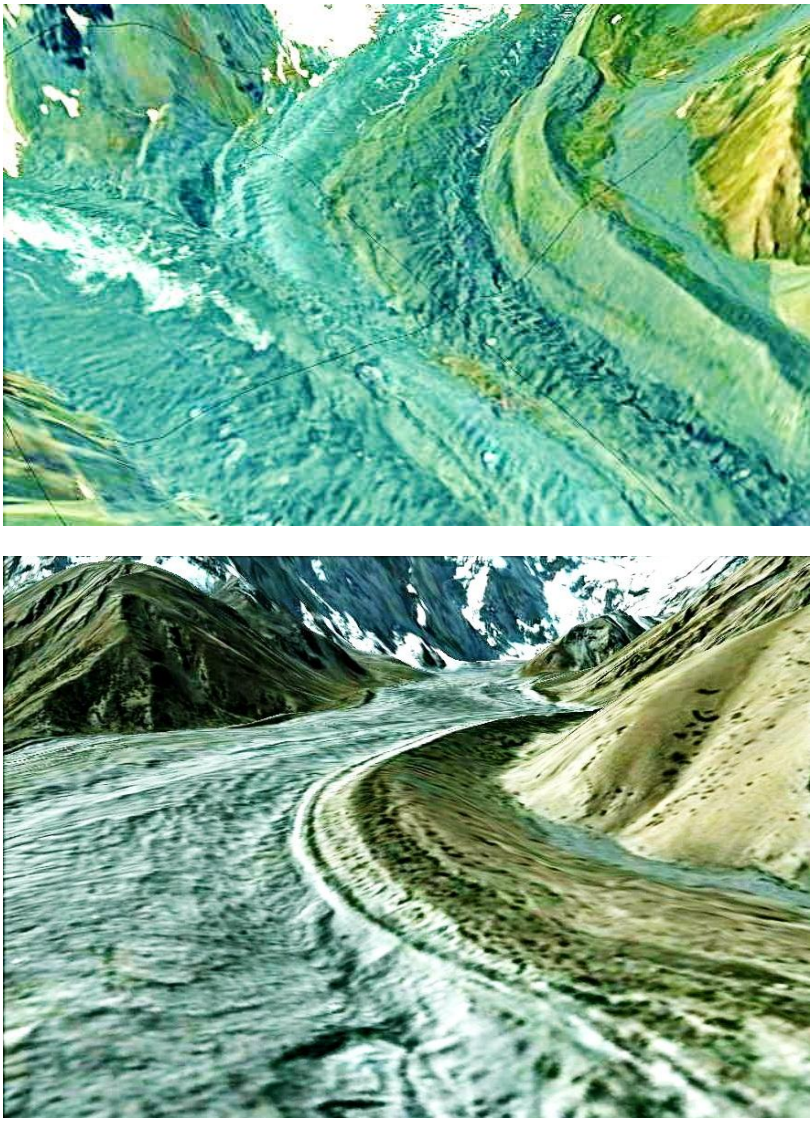


Рис. 146. Береговые морены разных генераций, демонстрирующие прислонение более молодых к предшествующим

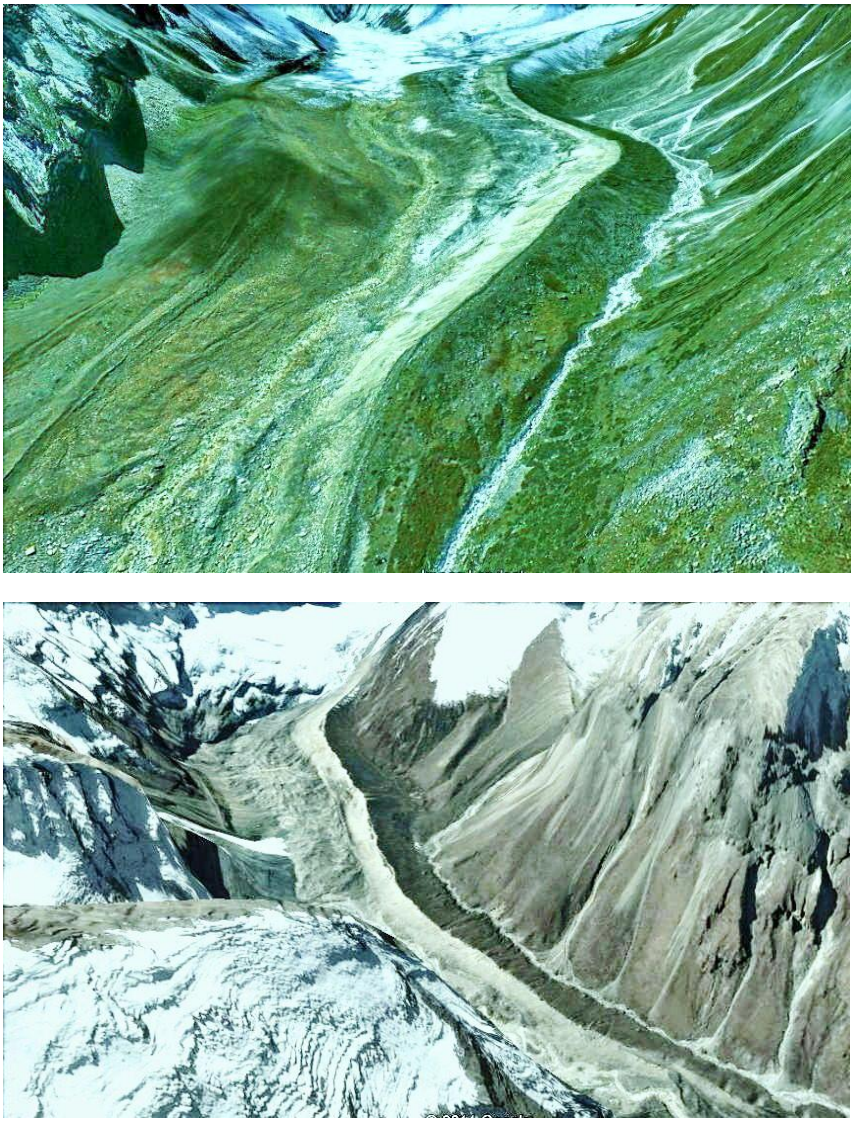


Рис. 147. Береговые морены, отделенные от склона долины ложбиной с водотоком

Рис. 148. Продольно-грядовая левобережная береговая морена в долине р. Сурхоба (Памир). Продольные гряды фиксируют возвратные подвижки ледника с убывающей толщиной последнего (в данном случае не менее 5 подвижек). На переднем плане в левой части снимка видно обнажение морены с лентой дороги по склону. Эта морена в районе профиля достигает в ширину 500 м и в высоту около 450 м над урезом реки. На дальнем плане видны два озера в ложбине между склоном борта долины и береговой мореной

Рис. 149. Морено-подпрудное озеро между валами крупных береговых морен соседних долин

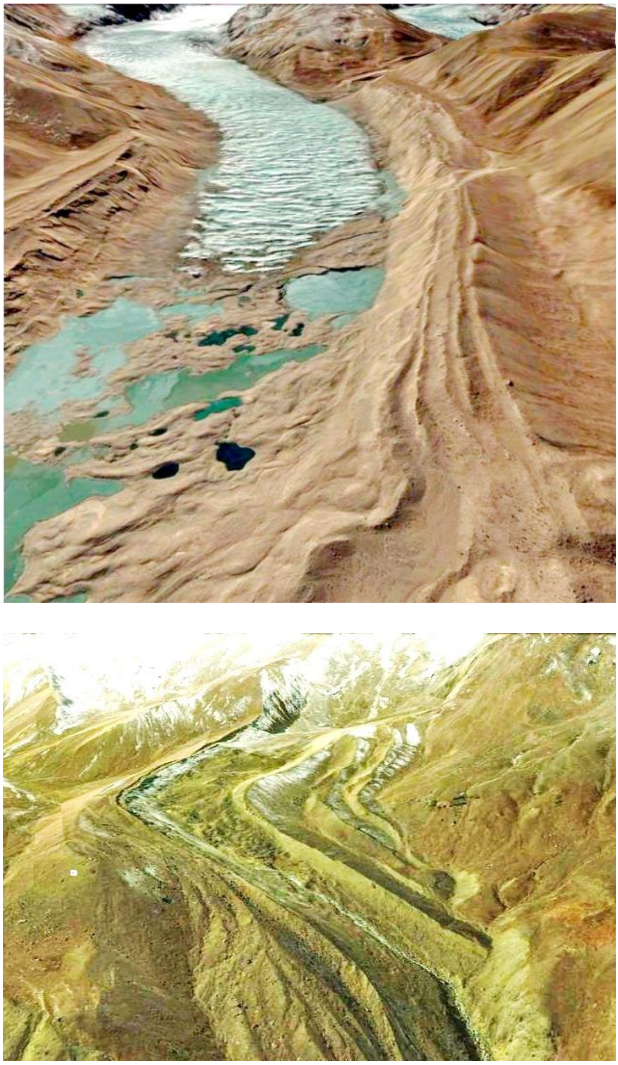


Рис. 150. Береговые морены разных генераций, демонстрирующие прислонение более молодых к предшествующим. На переднем плане виден веер расходящихся гребешков боковой морены как следствие неравномерного сокращения длины языка и высоты его поверхности

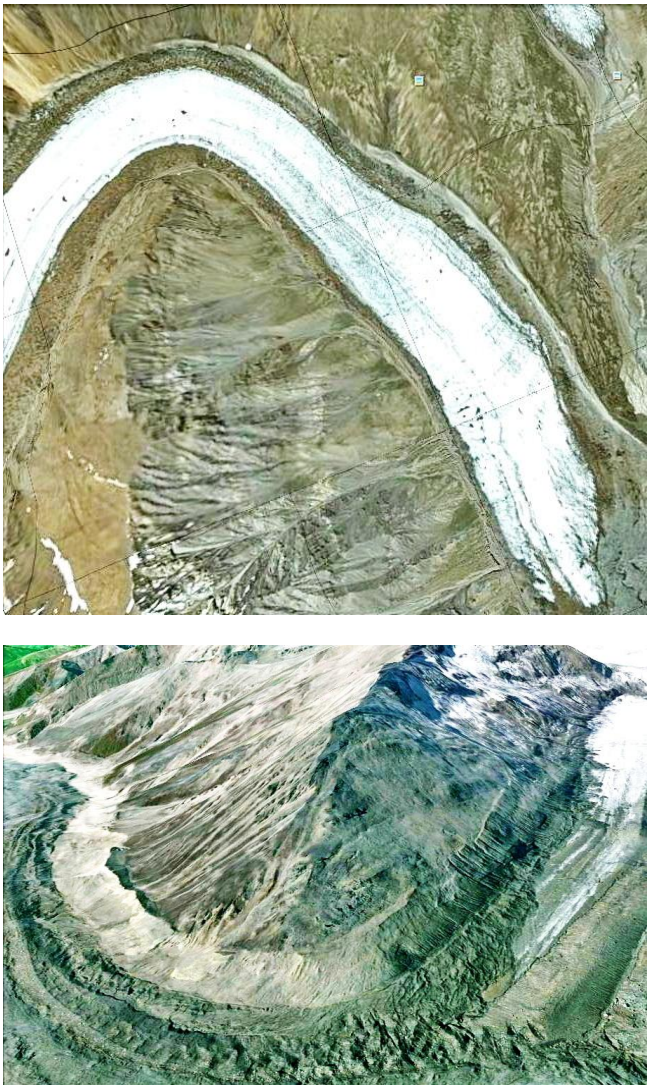


Рис. 151. Длинные беспрерывные участки береговых морен, свидетельствующие о слабой зависимости их формирования от обломочного материала с прилегающих склонов бортов долин

Рис. 152. Крупные береговые морены на выходе из горной долины

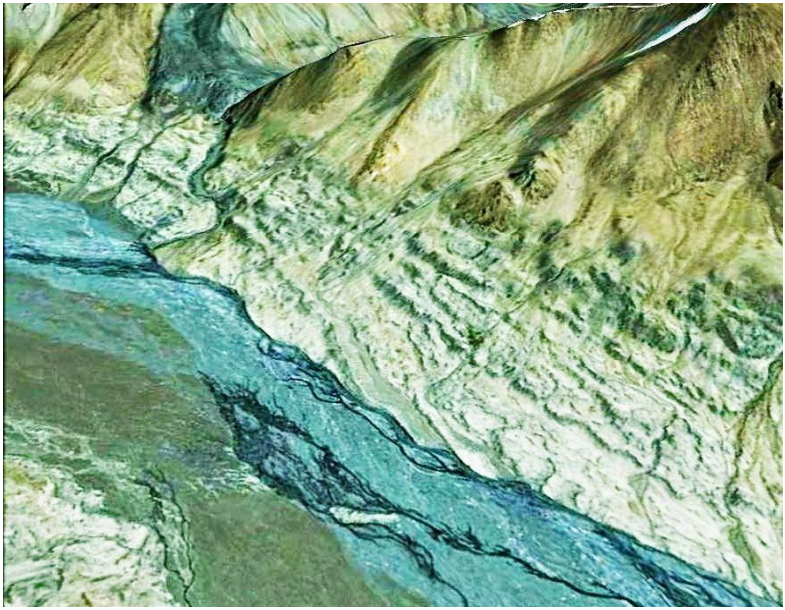


Рис. 153. Кулисы левобережных фрагментов береговых морен, отражающие последовательное прерывистое сокращение толщины и длины ледникового языка

Рис. 154. Грандиозные размеры береговых морен в приустьевой части горной долины. Поперечный профиль проведён через всю долину от одного её коренного борта до другого. На снимке видно, что 2/3 ширины долины занято отложениями береговых морен с крутым внутренним склоном и лишь 1/3 её ширины занимал ледник в период своей деградации. Поверхность широких береговых морен осложнена ложбинами и холмами. В зоне контакта внешнего края береговых морен с коренными бортами долины видны морено-подпрудные озерки

13. Моренный пьедестал

Ни в учебной, ни в справочной литературе нам не удалось найти понятия «моренный пьедестал» и его определения. Однако такой феномен в ряде горно-ледниковых долин представлен в значительном объеме и потому заслуживает внимания гляциологов и геоморфологов.

Термином «моренный пьедестал» мы предлагаем называть крупные по толщине и протяженности скопления моренного материала на дне долины, отделенные от прилегающих склонов крупными глубокими продольными ложбинами. Поэтому эти образования визуально четко выделяются в рельефе дна долин. В большинстве обнаруженных нами случаев на моренном пьедестале залегает ледник, занимая его осевую часть. Некоторые ледники прослеживаются практически до конца моренного пьедестала, другие не достигают его на большем или меньшем расстоянии. Есть моренные пьедесталы без ледника на поверхности, т.е. целиком сложенные обломочным материалом. Таковые заслуживают названия «моренный язык». По форме поперечного профиля моренные пьедесталы можно подразделить на несколько видов (рис. 155–166). Все разновидности моренных пьедесталов, по сути, представляют в большей или меньшей степени слившиеся между собой мощные береговые морены одной генерации. Их морфология и размеры свидетельствуют об активной геолого-геоморфологической работе ледниковых языков, на что обращалось внимание выше при характеристике береговых морен.

Рис. 155. Языковидный моренный пьедестал с вогнутым поперечным профилем

Рис. 156. Моренный пьедестал в каре, сформированный без влияния склонов

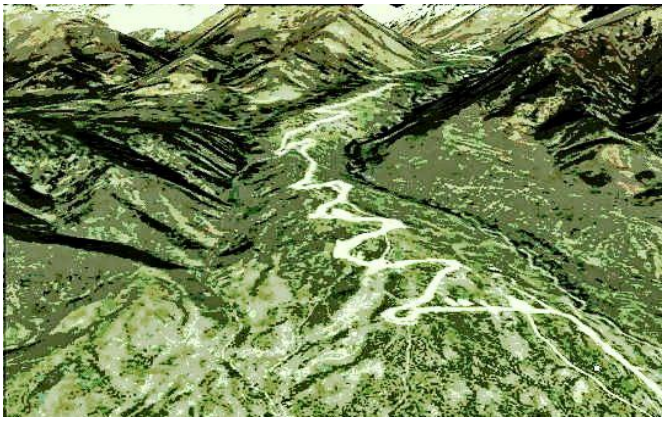


Рис. 157. Моренный пьедестал в долине,
по нему проложена автомобильная дорога

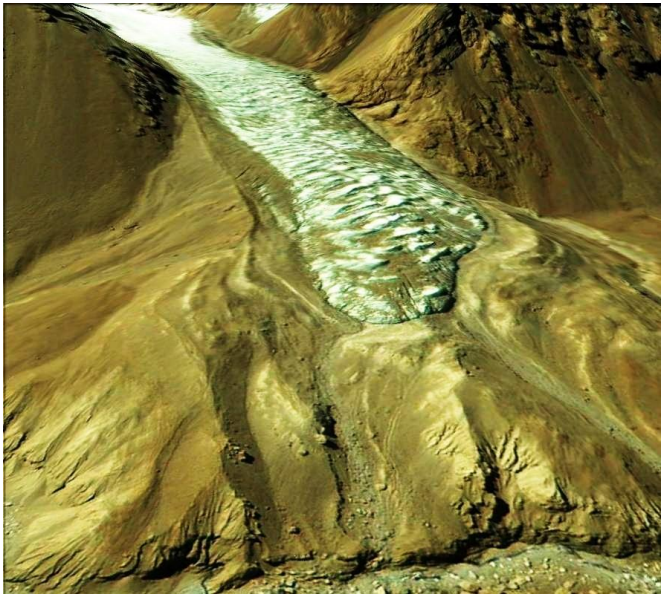


Рис. 158. Мощный моренный пьедестал,
на гребне которого лежит ледниковый язык

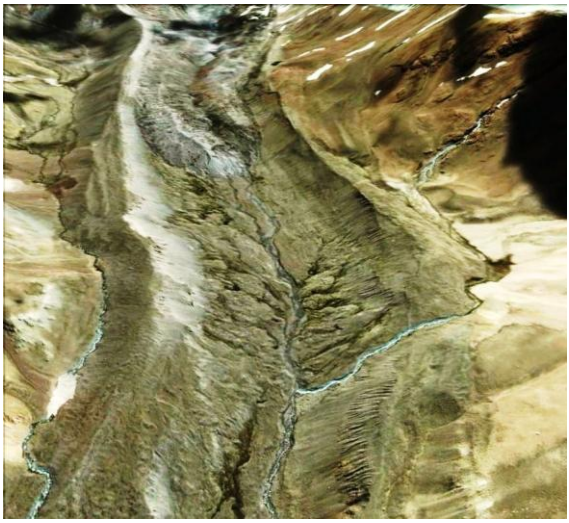


Рис. 159. Корытообразный моренный пьедестал, на дне которого между мощными береговыми моренами залегает ледниковый язык

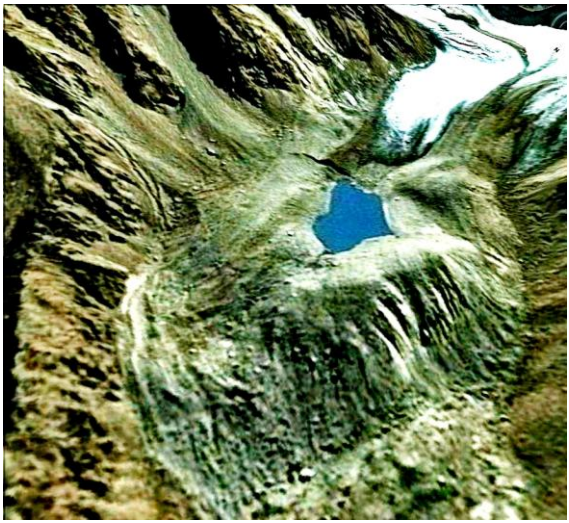


Рис. 160. Формирующийся моренный пьедестал

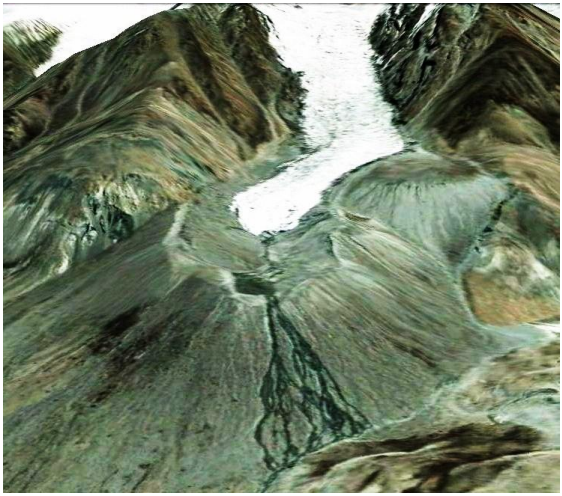


Рис. 161. Корытообразный в поперечном профиле моренный пьедестал. На дне этого «корыта» залегает ледниковый язык. Большую мощность моренных отложений пьедестала можно оценить по форме его фронтальных склонов

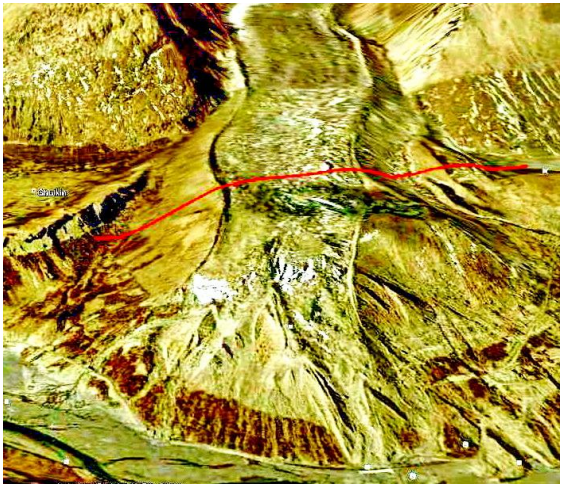


Рис. 162. Моренный пьедестал языковидной в плане формы. Мощность моренной толщи этого «языка» подчеркивается формой линии поперечного профиля

Рис. 163. Моренный пьедестал в виде огромной крючковидной насыпи, на гребне которой залегает узкий ледниковый язык

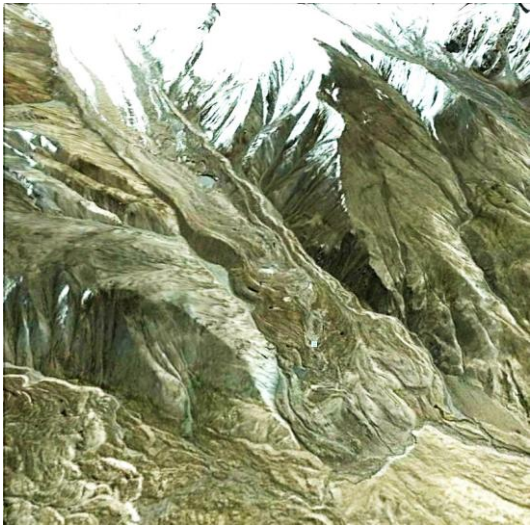


Рис. 164. Булавовидный моренный пьедестал, с поверхности нацело сложенный мореной в приконцевой части. Ближе к леднику между береговыми моренами имеется корытообразное понижение, в котором теряются водотоки

Рис. 165. Желобообразный моренный пьедестал. Образующие его береговые морены практически смыкаются внутренними склонами, между которыми в узком желобе стекают талые ледниковые воды

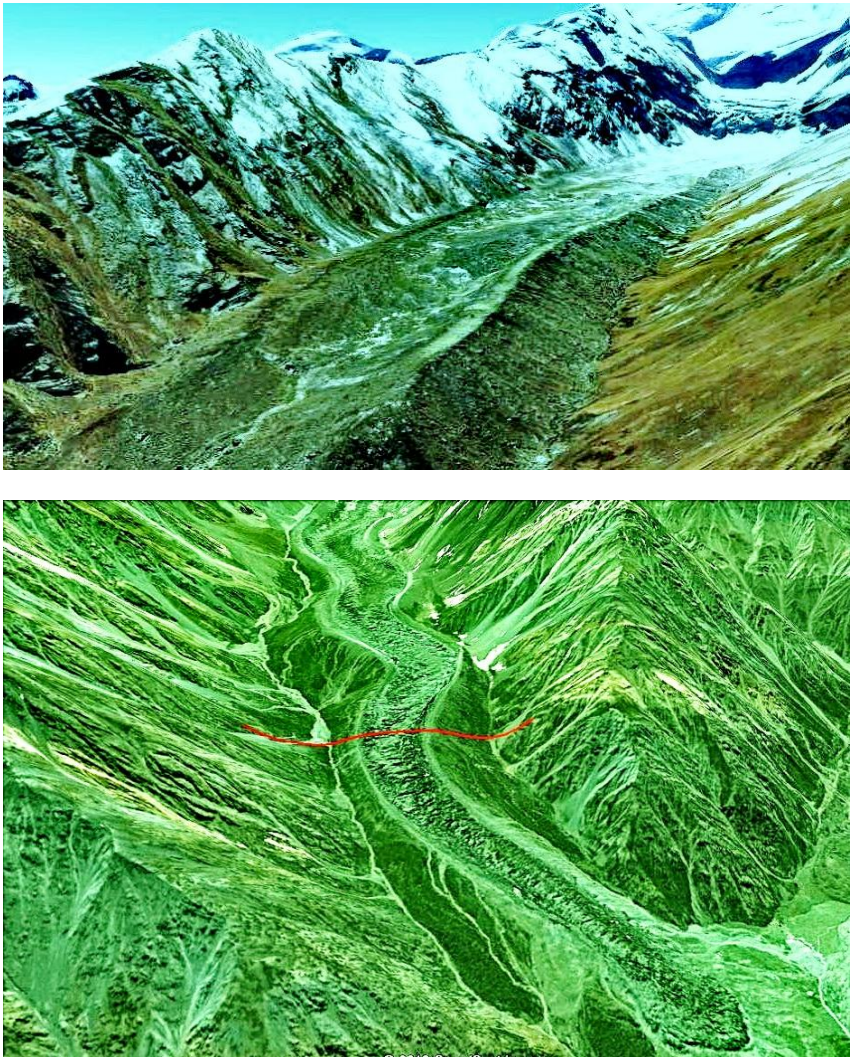


Рис. 166. Примеры крупных моренных пьедесталов

14. Основная морена

«Известно несколько механизмов аккумуляции морены, каждому из которых соответствует особая фация ледниковых отложений. Одна из них – основная морена – образуется в подледных условиях в процессе донного таяния мореносодержащего льда. При этом происходит отложение отдельных обломков горных пород и целых линз (чешуй) придонной морены (рис. 167). В формировании второй фации – абляционной морены – участвуют два различных механизма: «проектирование» поверхностной морены на ложе при растаивании омертвевшего ледника, а также оползание, стекание водонасыщенной поверхностной морены к краям ледников по ледяным склонам. Действие первого механизма ведет к образованию подфации отложенной морены вытаивания, действие второго – к формированию подфации морены течения и флоутилла» [3. С. 204–205].

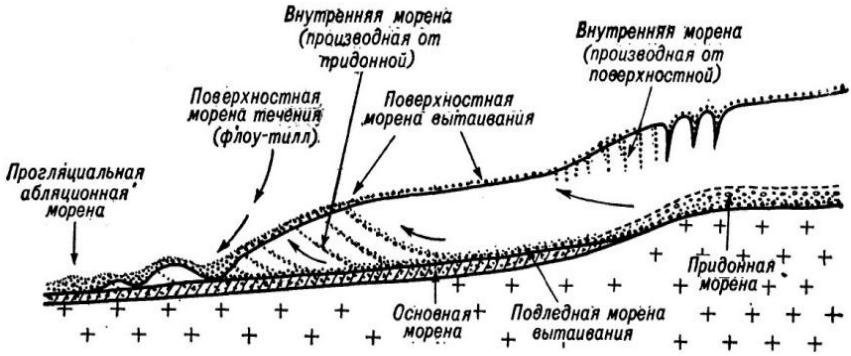


Рис. 167. Генетические типы (фации) влекомых и отложенных морен, связанных с наземными ледниками [Там же. С. 204]

В плане основная морена располагается на дне долины между валами береговых морен, конечной мореной и непосредственно

концом ледника. По мере отступания последнего наращивается протяженность основной морены.

В долинах с мощными широкими береговыми моренами основная морена занимает только узкую полосу в средней части долины и интенсивно перемывается талыми ледниковыми водами, теряет свои первичные литологические признаки, превращается в фации аллювия. В предгорье, в связи с широким распластыванием ледникового языка, береговые конечные морены в рельефе почти не выражены, они образуют крутой наружный склон моренного поля, представляющего собой моренный пласт разной толщины. Периферийные границы этого моренного пласта обычно очень неровные, фестончатые, что обусловлено неровностями подстилающей поверхности и солифлюкционным неравномерным смещениям обводненных моренных масс по этим неровностям.

«Основная морена – массивная порода, сильно уплотненная под давлением льда, обычно с ясно выраженными гляциодинамическими структурами и высоким содержанием ледогранников. Для нее характерна предпочтительная ориентировка удлиненных валунов и других обломков, совпадающая с направлением движения льда» [3. С. 315].

В приведенной цитате следует особо подчеркнуть справедливость выражения «с ясно выраженными гляциодинамическими структурами». В зависимости от морфологии этих текстур мы предлагаем объединить все их многообразие в две морфоскульптурные группы: бугристая основная морена и ребристая основная морена. Они характерны для предгорных веерообразных в плане пластовых основных морен. Степень их морфологической выраженности на поверхности моренного поля весьма изменчива, как и площадь распространения в пределах того или иного моренного поля. Бугристая морфоскульптура формируется, по-видимому, под влиянием типа трещиноватости поверхности самого ледника (см. главу 5). Ребристая морфоскульптура моренного покрова связана, несомненно, с колебаниями конца ледникового языка или какой-то его динамичной части в процессе общей деградации. Гряды ребристой

морены встречаются в боковых частях моренного поля, в его фронтальной части и даже на внутренних участках моренного поля.

Ниже приведены примеры основных разновидностей морфоскульптуры бугристых (рис. 168–176) и ребристых морен (рис. 177–195).

Бугристые основные морены

Рис. 168. Крупнобугристая основная морена. Бугры изометричной формы размещены неравномерно, имеют разную площадь (до первых сотен метров) и высоту (до 3 м в крупных буграх). Дорога проложена в обход мощных моренных отложений

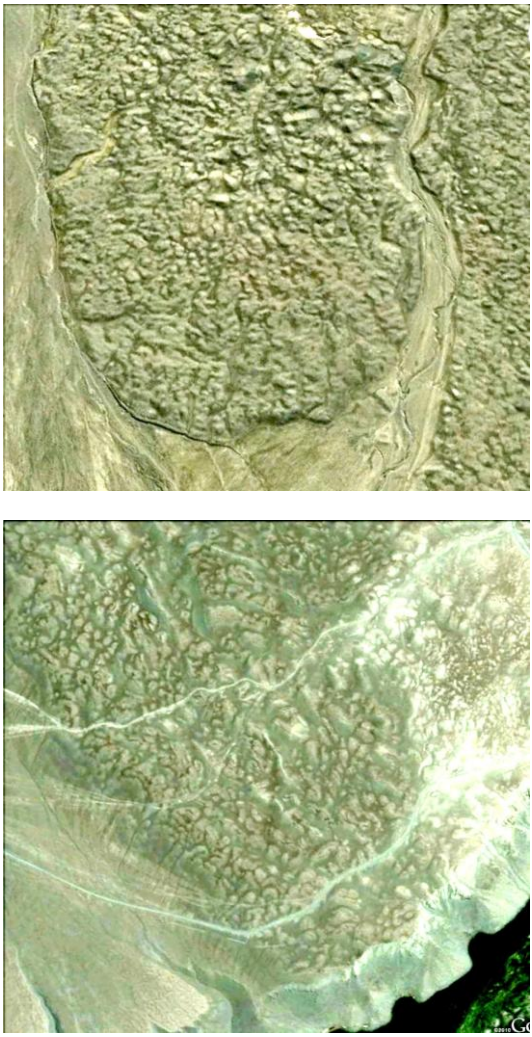


Рис. 169. Мелкобугристая основная морена, в которой преобладают бугры, не превышающие 5 м в поперечнике и 2 м в высоту. Среди них встречаются и более крупные образования. Характерно, что мелкие бугры располагаются густо, западины между ними невелики. Морены с таким микрорельефом не затрудняют прокладку автодорог

Рис. 170. Бугристо-западинная основная морена. Бугры разных размеров и плановой формы чередуются с разноразмерными западинами, многие из которых заполнены водой. На некоторых буграх вершинная часть опущена по сравнению с краевыми участками, в результате чего они образуют замкнутые в плане фигуры

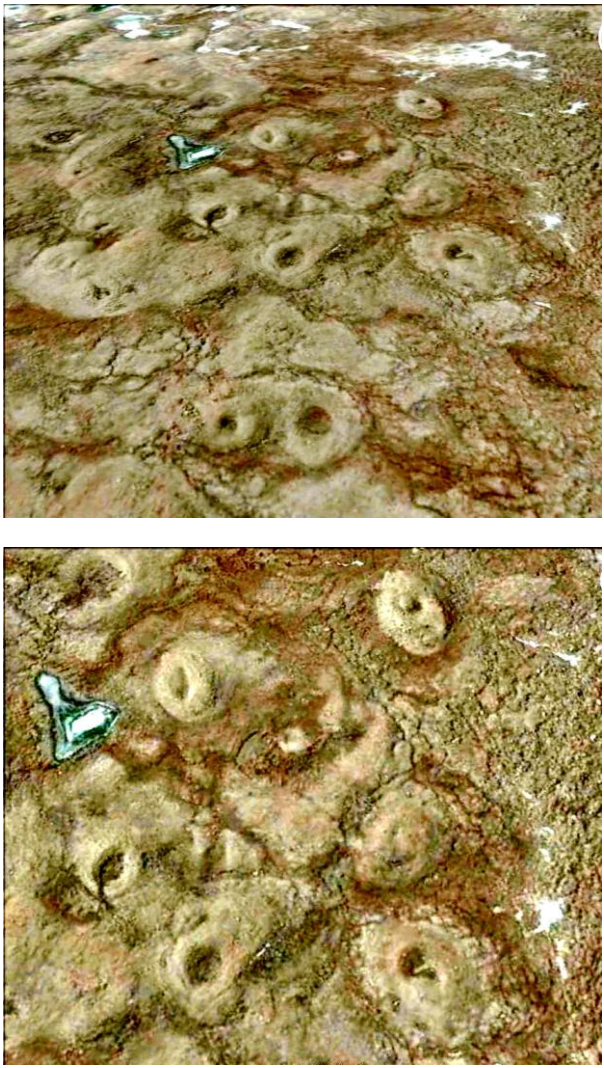


Рис. 171. Бугристо-кольцевидная основная морена. Крупные округлые и овальные бугры с провалившейся вершиной образуют замкнутые кольцевидные формы, чем и выделяются в рельефе. Между ними поверхность морены представлена более монотонным микрорельефом

Рис. 172. Бугристо-грядовая основная морена. Здесь крупные бугры сочетаются с вытянутыми крупными грядами. На некоторых буграх наблюдается понижение в их вершинной части. О размерах бугров можно судить по хозяйственным постройкам на морене в левой половине снимка (стрелка)

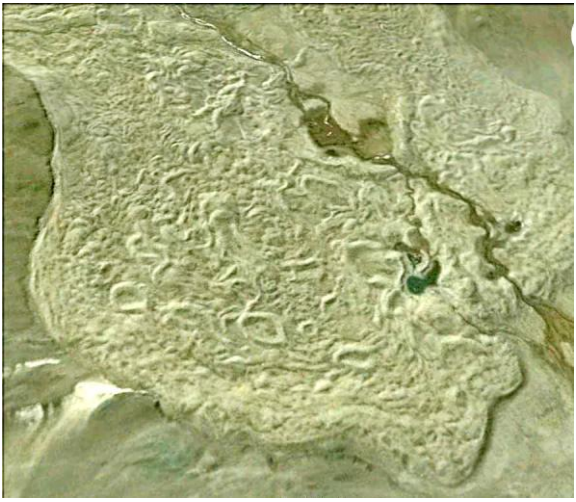


Рис. 173. Общий вид поверхности основной морены с хорошо выраженными в рельефе замкнутыми образованиями разных размеров и формы

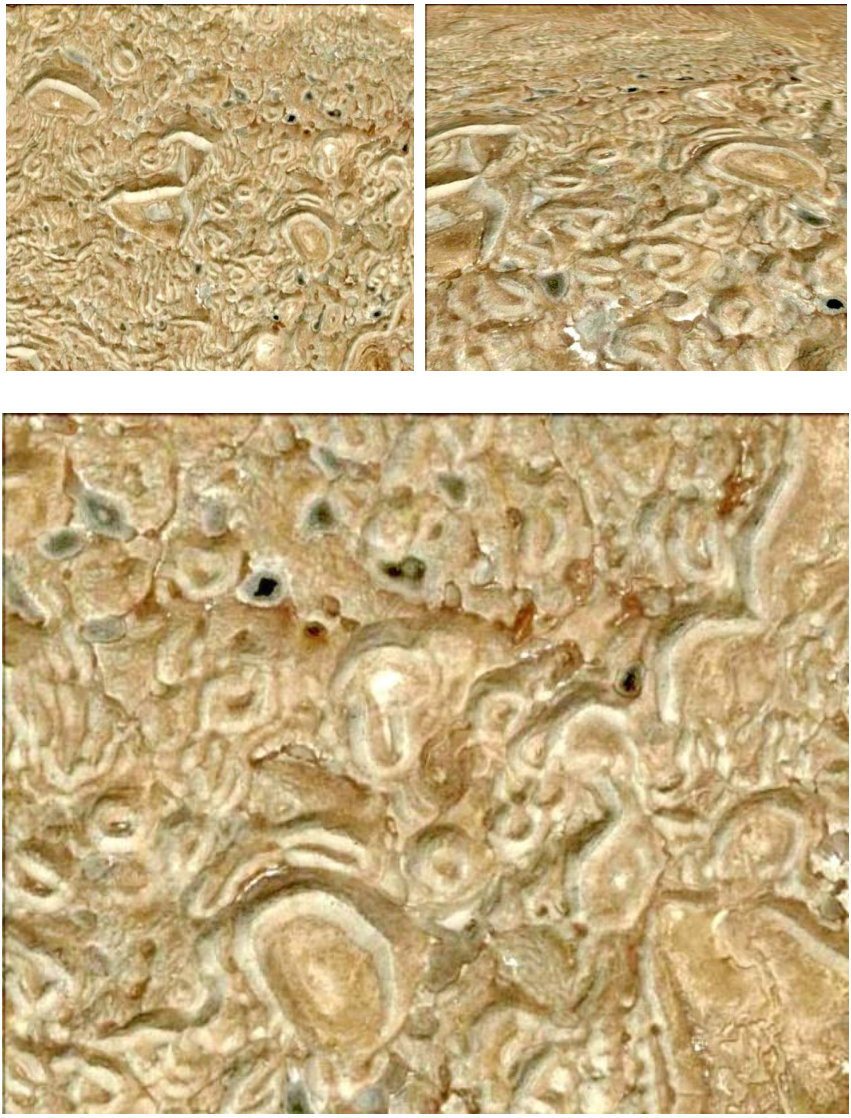


Рис. 174. Замкнутые обвалованные образования разных размеров и плановой формы в сочетании с грядами и буграми

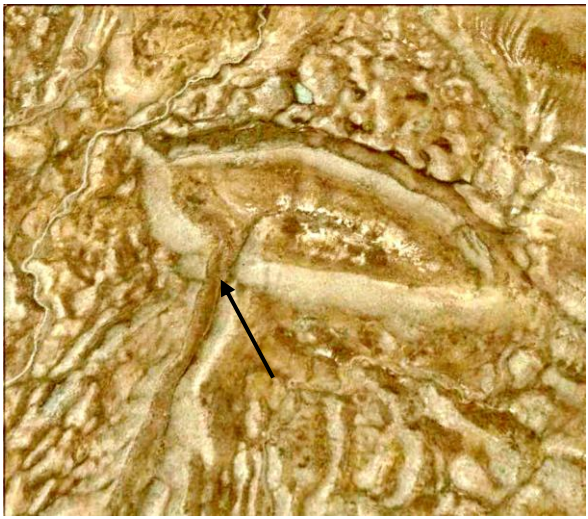


Рис. 175. Крупное, длиной 250 м и шириной до 60 м, понижение на поверхности основной морены, ограниченное высоким валом. С одной стороны (см. стрелку) вал прорван широкой эрозионной ложбиной

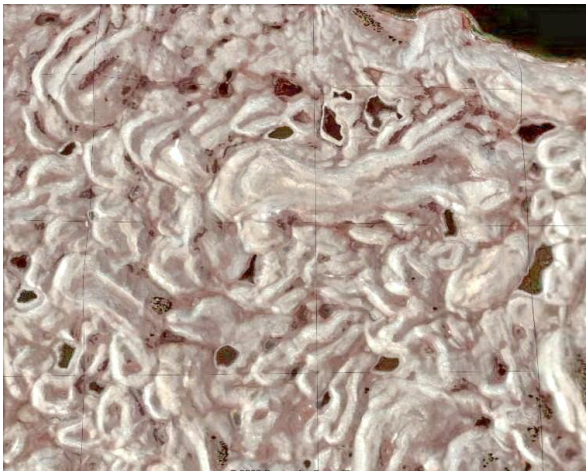


Рис. 176. Удлиненные языковидные обвалованные образования в сочетании с буграми и обводненными западинами

Ребристые основные морены

Рис. 177. Крупные (длиной до 2,5 км и шириной до 150 м) моренные гряды на дне долины около населенного пункта Гейтуэй (Аляска)

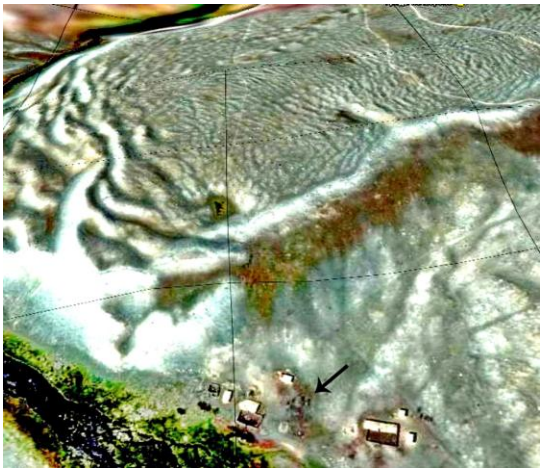


Рис. 178. Разногрядовая основная ребристая морена в северо-западной части Монголии (бассейн р. Ховд). В приконцевой части моренного языка извилистые в плане гряды достигают в длину 300 м. Основную часть моренного поля слагают низкие короткие разнонаправленные гряды, через которые проложены дороги. Размеры гряд и толщину пласта основной морены можно оценить по размерам хозяйственных построек (см. стрелку) на денудированной поверхности морены более ранней генерации

Рис. 179. Восточный край обширного поля ребристой основной морены в долине р. Ценгел (Монгольский Алтай). На переднем плане – хозяйственные постройки и дорога, в сравнении с которыми можно оценить мощность моренного поля и размеры волнистых гряд. У нижнего среза снимка – край термокарстового озера на морене более ранней генерации

Рис. 180. «Гигантская рябь течения» в Курайской котловине (Алтай) на самом деле представляет собой сложную систему моренных гряд (ребристая морена)

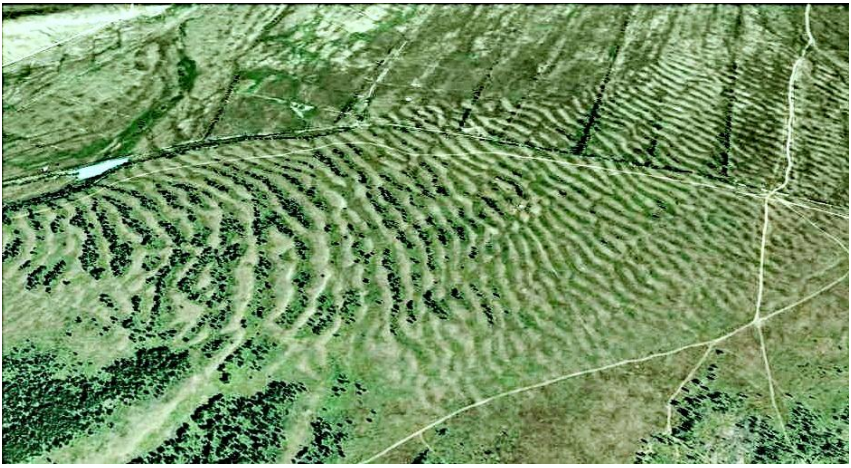


Рис. 181. Ребристая морена восточнее устья долины Актру (Алтай). Изменения ширины ледникового языка в процессе его сокращения отражены в плане моренных гряд

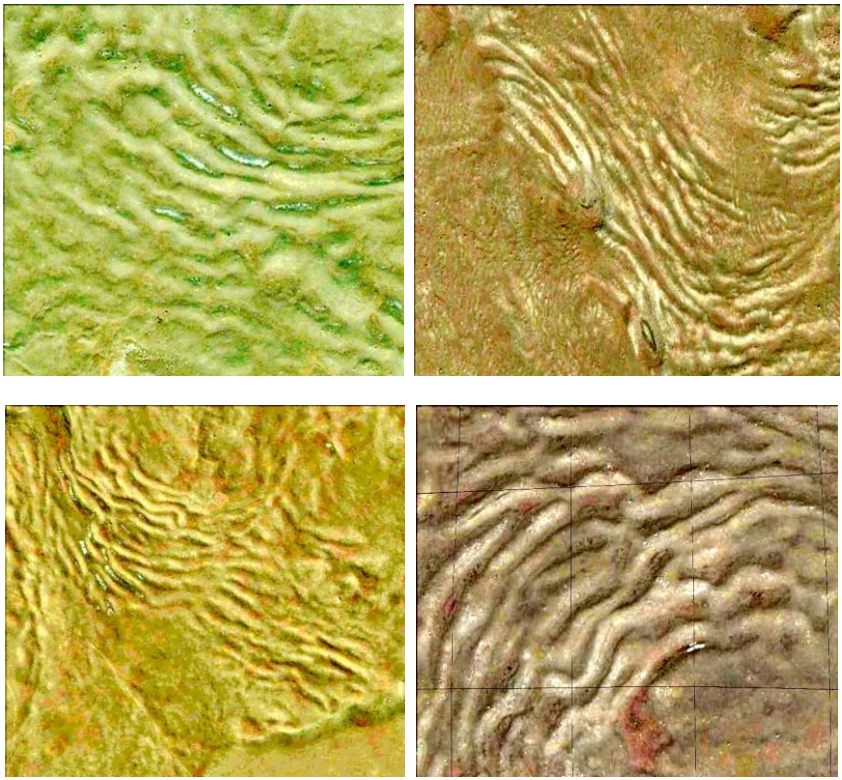


Рис. 182. «Гофрировка» (группа гряд разных размеров)
во внутренней части поля основной морены в долине р. Юстыд (Алтай)

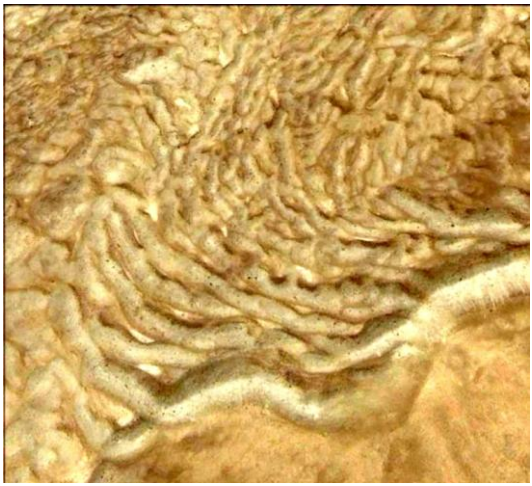


Рис. 183. Лопастевидное скопление разных по размерам гряд в левой краевой части поля основной морены

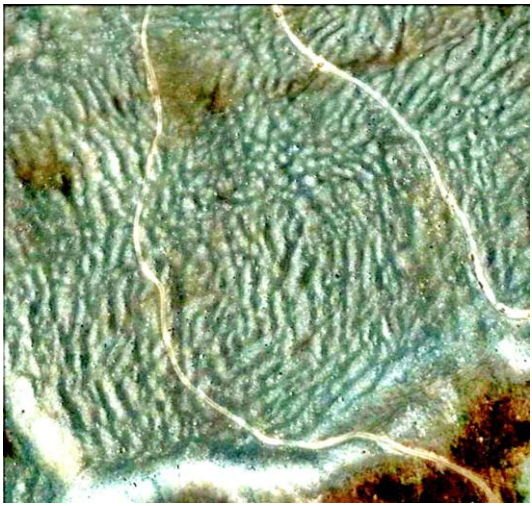


Рис. 184. Мелкогрядовая поверхность толщи основной морены. Разнонаправленные гряды на участке между дорогами осложнены группой мелких бугров. На переднем плане – уступ моренного поля, на который поднимается дорога

Рис. 185. Узорчатый рисунок в приконцевой части пласта основной морены. Гряды разных размеров сложного планового направления чередуются со столь же сложными формами западин

Рис. 186. Субпараллельные прямолинейные гряды на береговой морене

Рис. 187. Волнистые гряды на береговой морене

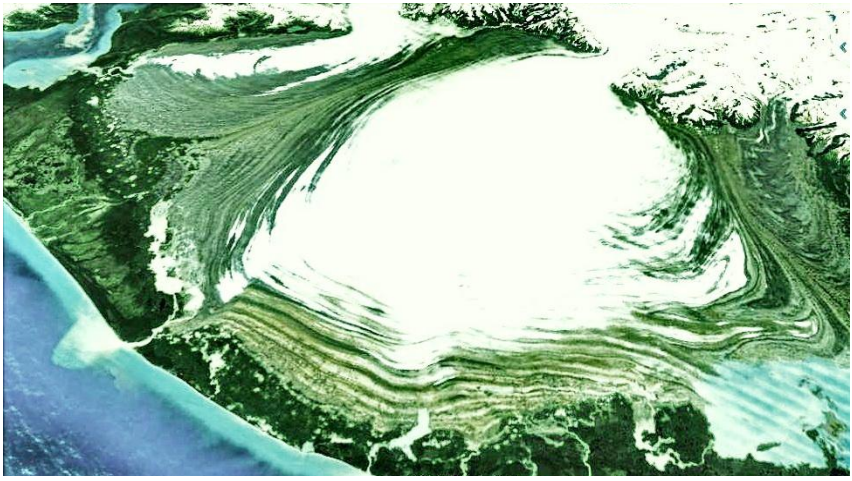


Рис. 188. Формирующаяся ребристая морена булавовидного языка ледника Маляспина (Аляска, США). Длина гряд перед фронтом языка достигает 30 км, а ширина до 2,5 км. По окраинам языка хорошо видны продольные моренные гряды

Рис. 189. Короткие (не более 25 м) моренные грядки,
разделенные узкими ложбинами

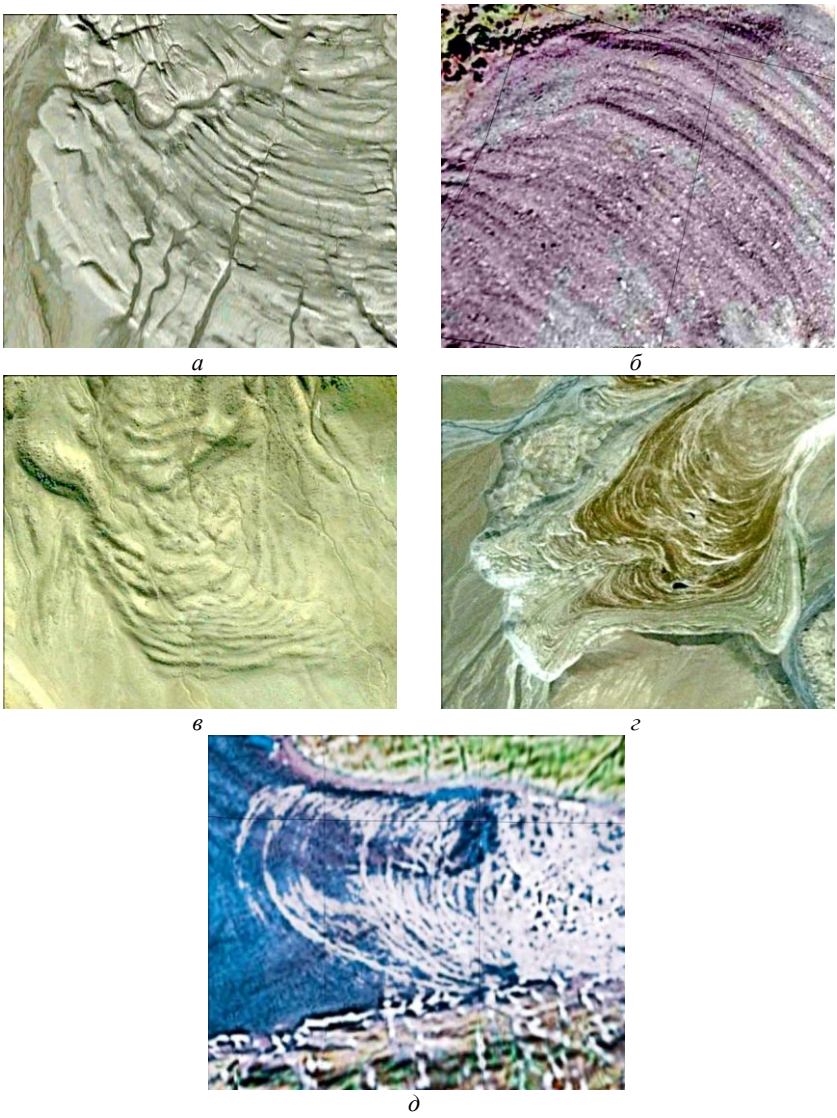


Рис. 190. Грядовый микрорельеф рецессионной динамики конца ледника (*а–г*); моренные гряды, маркирующие процесс отступания ледника в мелководье (*д*)

Рис. 191. Продольные длинные (до 2,5 км) моренные гряды в краевой части крупного поля Перито-Морена (Южная Америка)

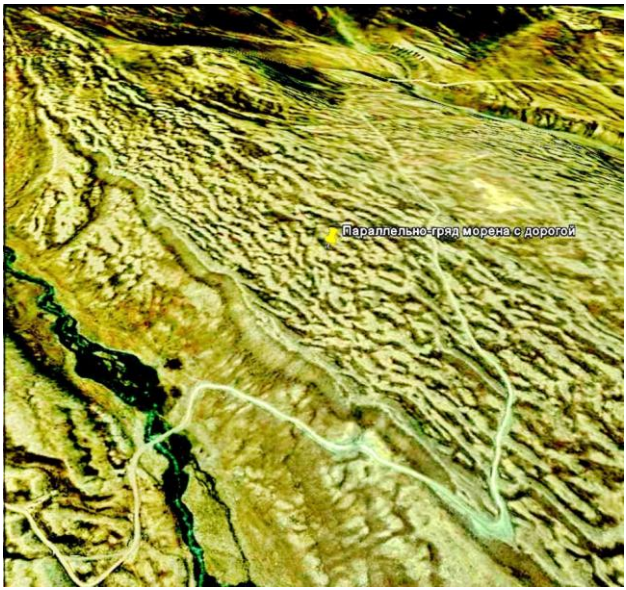


Рис. 192. Система разных по размерам и форме продольных субпараллельных гряд в краевой части поля основной морены

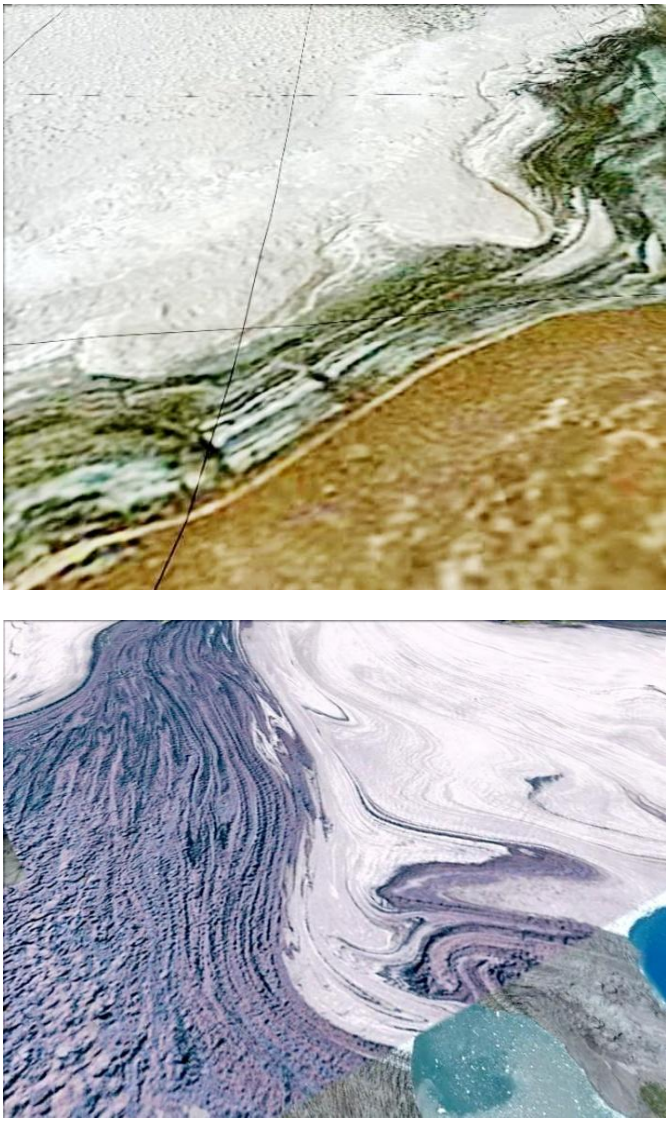


Рис. 193. Субпараллельные моренные гряды, маркирующие боковое сокращение современного ледника

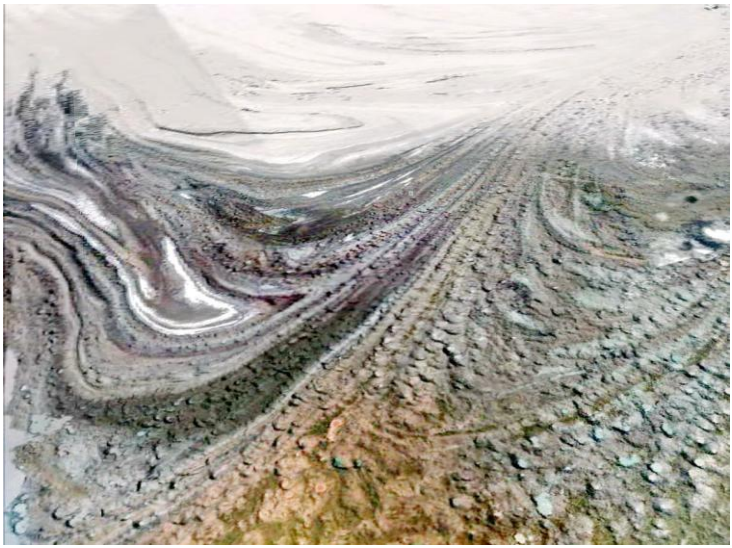


Рис. 194. Веер моренных гряд современного отступания ледника (Канада)

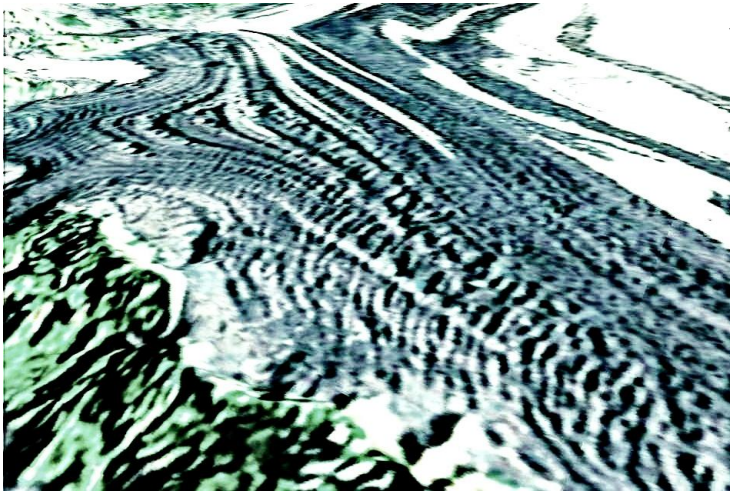


Рис. 195. Моренно-грядовый рельеф в краевой части пульсирующего ледника. На снимке видно сочетание продольных и поперечных гряд

15. Некоторые экстраординарные образования и явления, связанные с ледниками

В данной главе не ставится задача какой-либо классификации или объяснения причин возникновения тех или иных необычных явлений и образований, а лишь привлекается внимание к существованию и внешнему виду таковых (рис. 196–230).

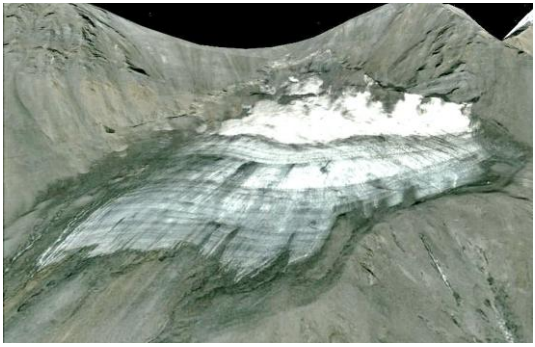


Рис. 196. Послойная структура языка карового ледника

Рис. 197. Преобразованная ледником форма наложенной морены из боковой долины

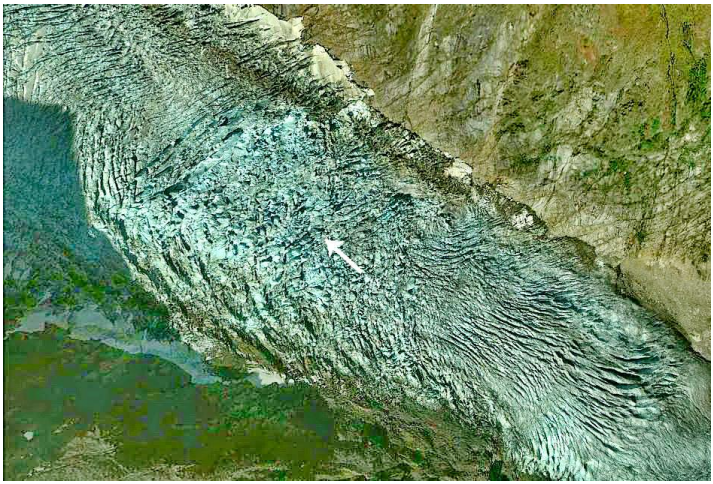


Рис. 198. Дробление льда (стрелка) при локальной пульсации на ледниковом языке. Выше и ниже этого участка ледниковый язык сохранил первичную структуру движения льда

Рис. 199. Пример дробления льда в результате пульсации приконцевой части ледникового языка

Рис. 200. Подводная структура конца ледника,
ранее достигавшего прибрежной части водоема

Рис. 201. Необычная форма сочленения соседних ледников:
два боковых ледника сопровождают направленные в разные стороны
потоки более мощного среднего ледника

Рис. 202. «Червеобразный» в плане ледниковый язык, в котором по продольному профилю чередуются сужения его ширины со значительными расширениями языка

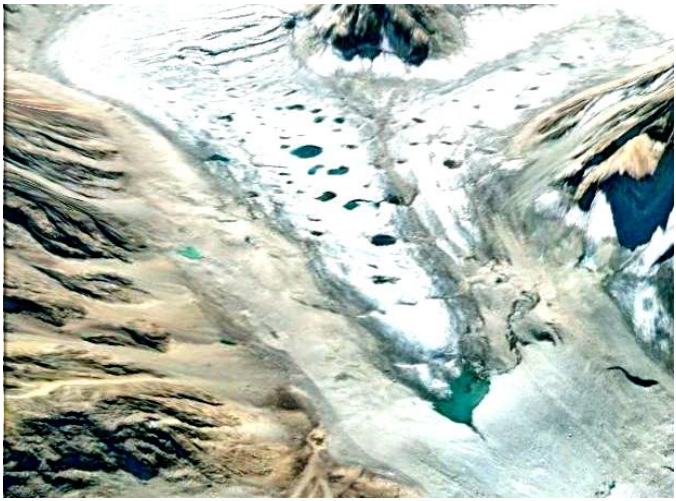


Рис. 203. Ледниковый язык с крупными озеровидными кавернами с водой на поверхности

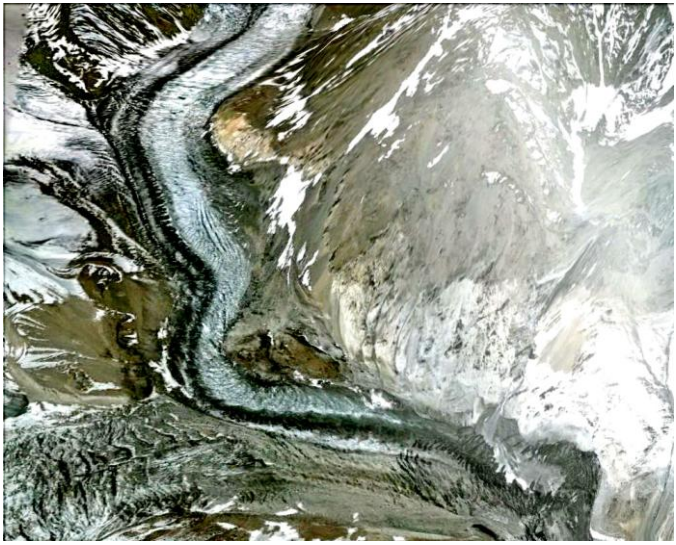


Рис. 204. Змеевидный изгиб ледникового языка

Рис. 205. Крючковидный поворот ледникового языка
при выходе в поперечную долину

Рис. 206. «Моренные узоры» в концевой части наложенных ледников,
выдвинутых из левобережных боковых долин

Рис. 207. Шестиступенчатый ледниковый язык

Рис. 208. Провал (длина 50 м, ширина 20 м) в приконцевой части ледникового языка

Рис. 209. Гидросеть (система соподчиненных водотоков) на поверхности ледникового языка

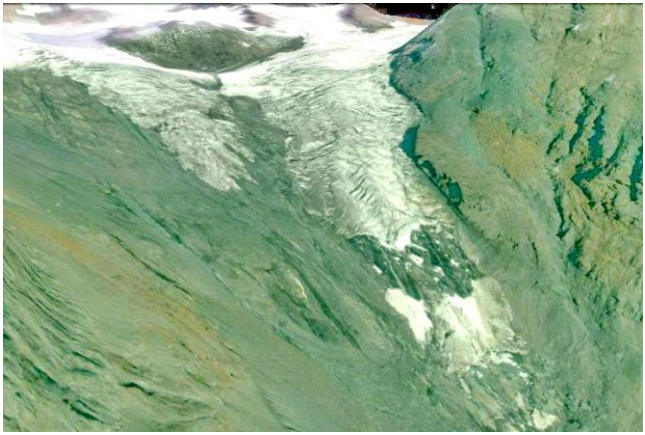


Рис. 210. Оторвавшийся и скатившийся на 100 м ниже приконцевой участок ледникового языка

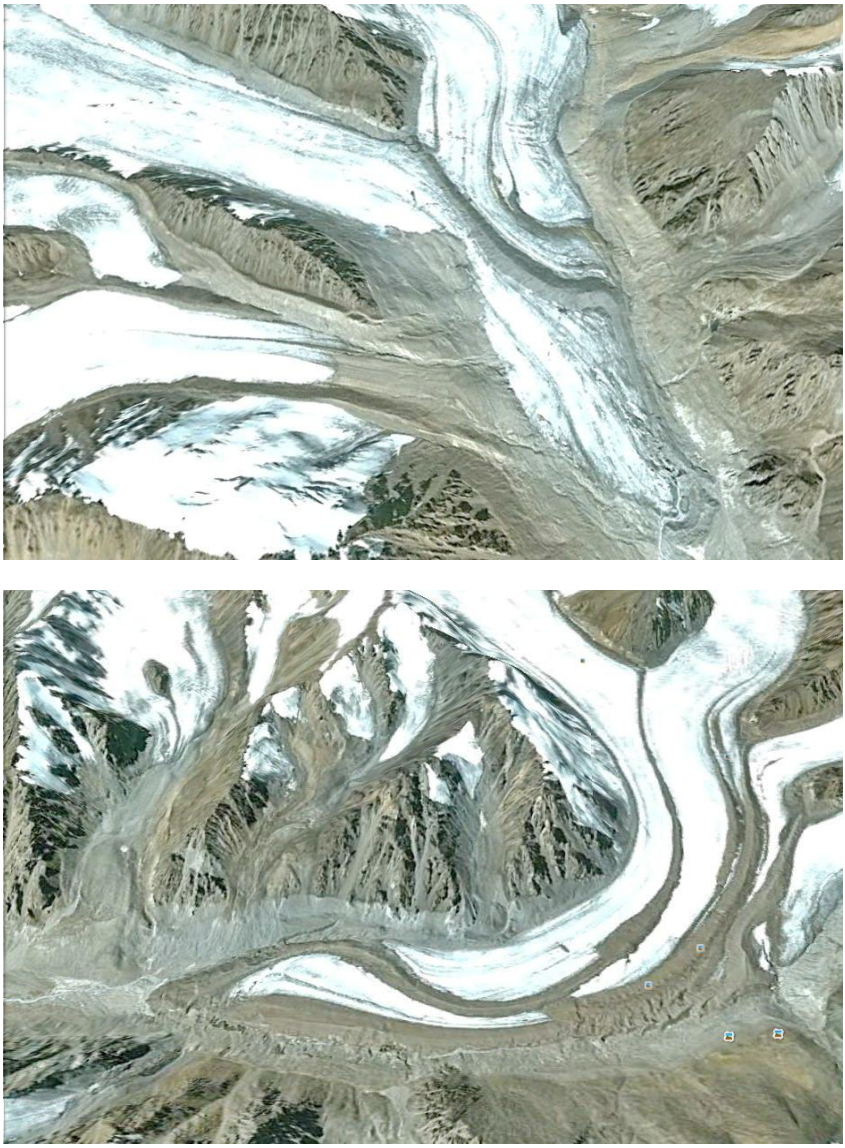


Рис. 211. Разные формы миграции срединных морен после слияния ледников

Рис. 212. «Завитушки» поверхностных морен
в приконцевой части пульсирующего ледника

Рис. 213. Сплошной поперечный разлом (стрелка)
ледникового языка шириной до 50 м по верху

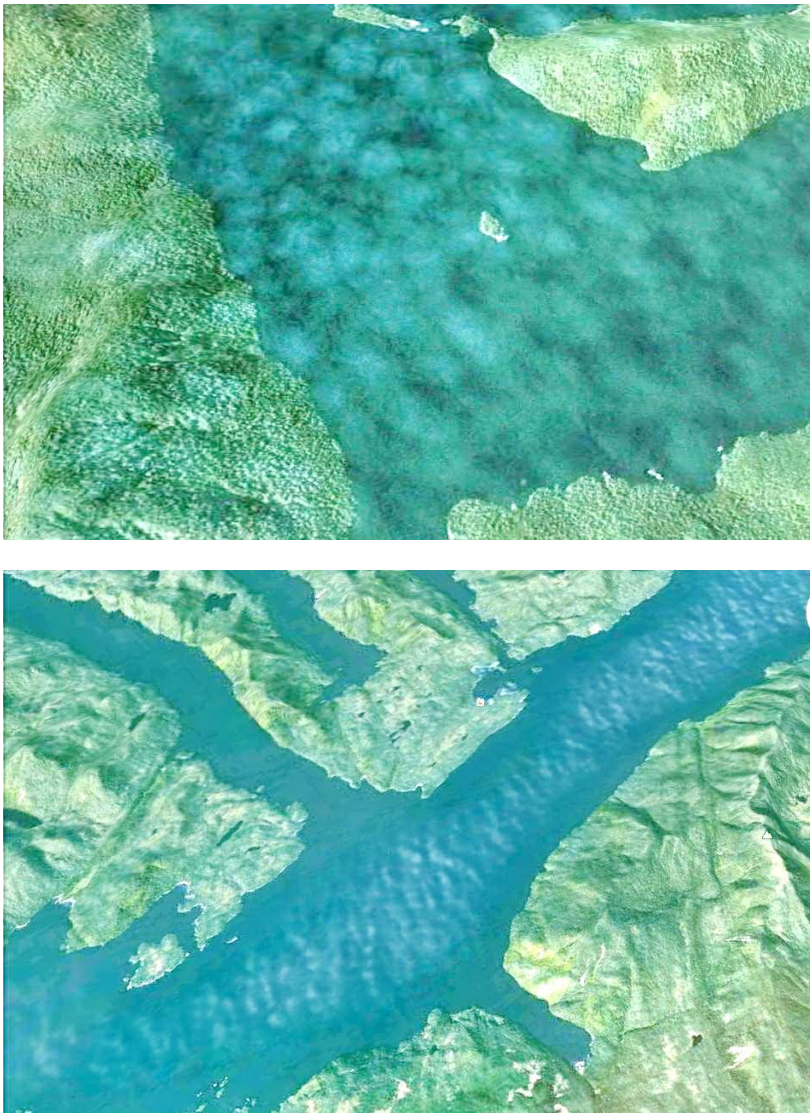


Рис. 214. Подводный рельеф ледниковых отложений (морены) в мелководных заливах

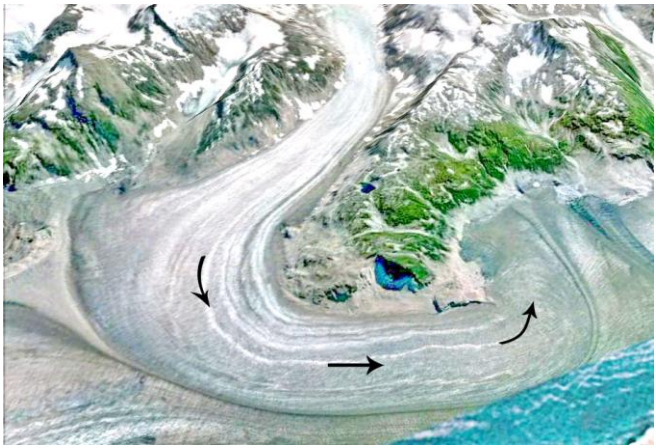


Рис. 215. Бубликовидный изгиб ледникового языка, обусловленный особенностью вмещающего пространства между коренным склоном долины и другим, более мощным ледниковым потоком на дне долины (стрелки)

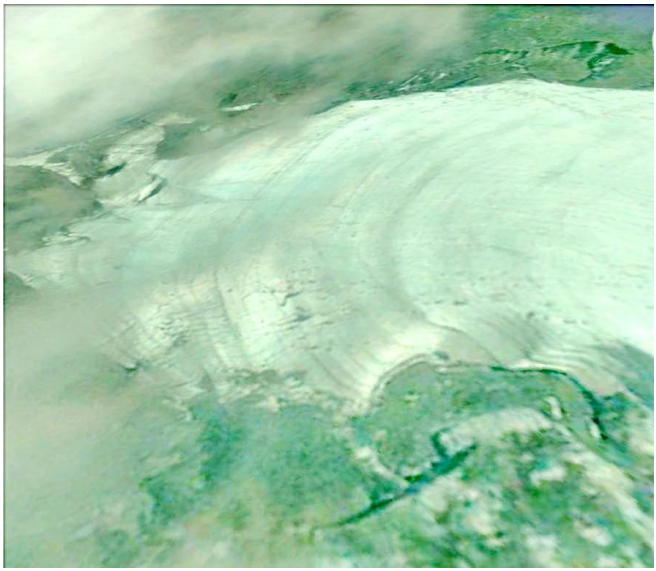


Рис. 216. Слоистость ледникового языка, обусловленная надвигами пластин льда

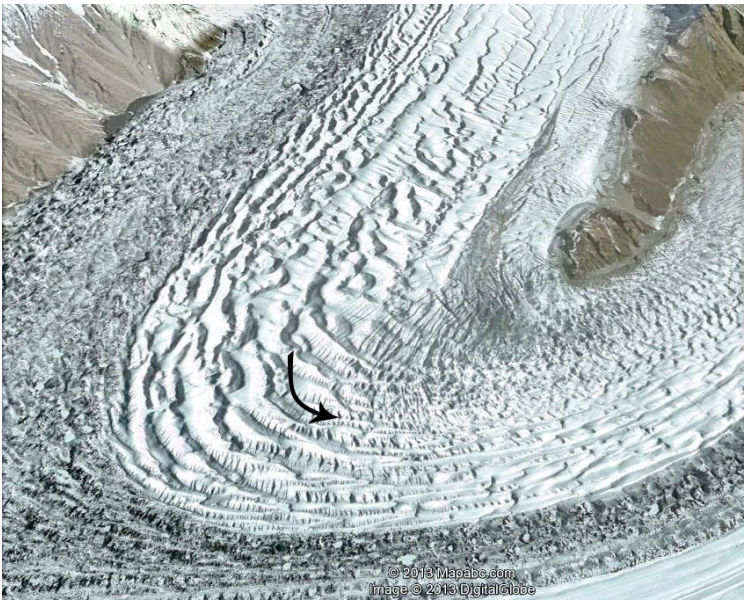


Рис. 217. Красочный рисунок рельефа ледниковой поверхности на участке крутого поворота ледникового языка (стрелкой показано направление движения льда

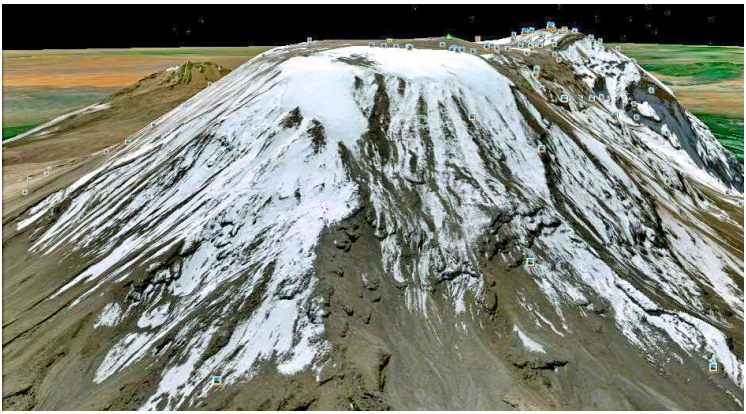


Рис. 218. Общий вид оледенения вулканического конуса Килиманджаро (высота 4 567 м) в Южной Африке

Рис. 219. Смена участка с огивами под ледопадом на продольные гряды с поперечной трещиноватостью

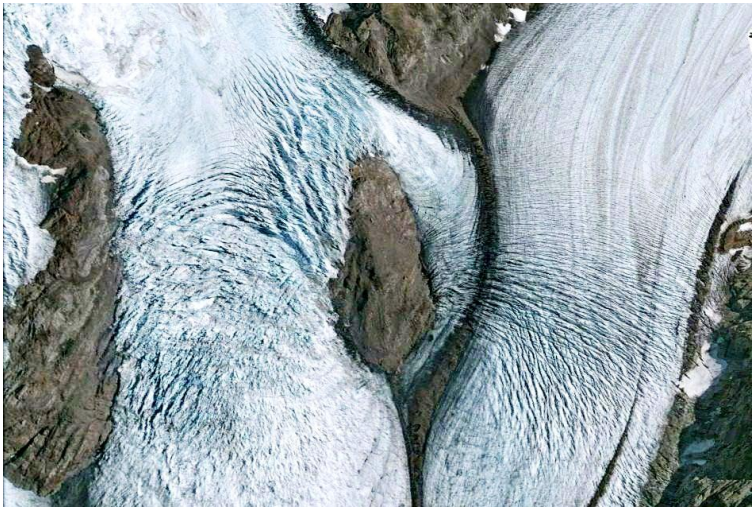


Рис. 220. «Давай дружить» – один из потоков (правый) протянул «руку дружбы» левому потоку

Рис. 221. Конец ледникового языка в виде трехпалой лапы гигантского животного

Рис. 222. Гигантский поперечный разлом ледника. Ширина языка выше разлома 900 м, ниже – 700 м. Ширина разлома в средней его части составляет 200 м, а глубина – до 100 м

Рис. 223. Необычное явление: смена конвергенции (слияния, схождения) ледников их дивергенцией (расхождением). В верхней половине снимка боковой ледник активно присоединяется к главному потоку, что фиксировано срединными моренами. Три левосторонних притока некоторое расстояние движутся параллельно с главным в крайне стесненных условиях (узкая полоска льда). По достижении боковой долины они круто поворачивают, отделяются от главного потока и движутся в направлении, прямо противоположном направлению движения до слияния

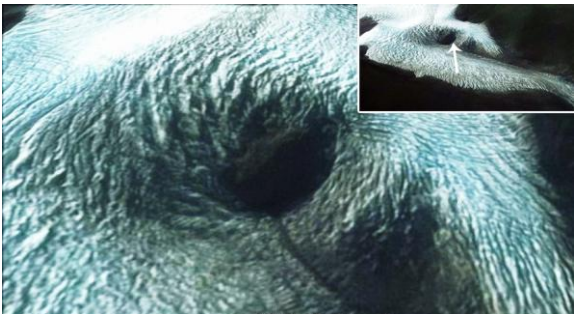


Рис. 224. «Ледоворотная» воронка на одном из ледников в Андах. На первом плане воронка шириной до 180 м (по верху); глубина воронки не установлена. На врезке – общий вид приконцевой части этого ледника с воронкой (стрелка)

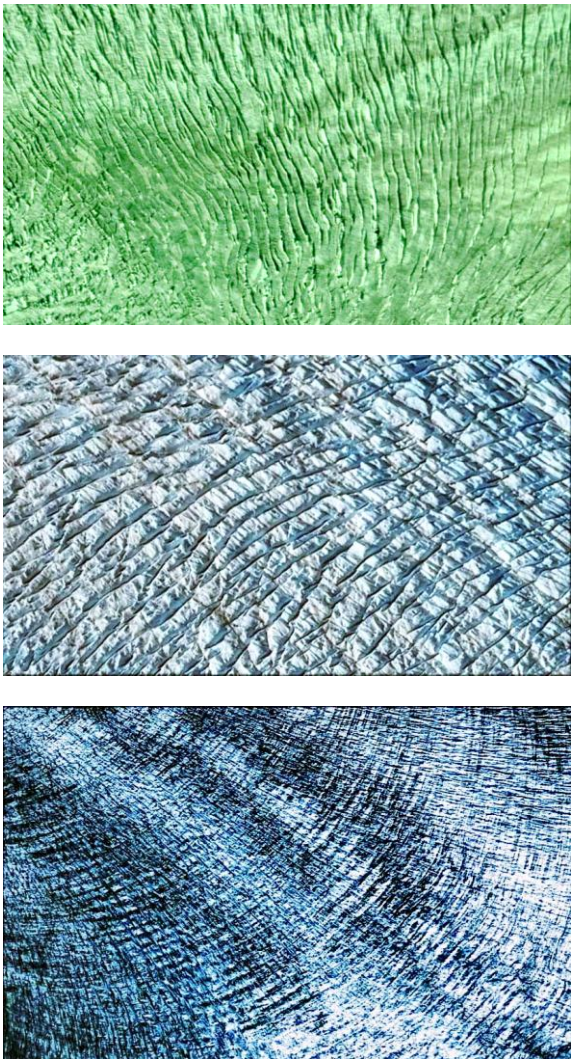


Рис. 225. Пластинчатая структура поверхности ледникового языка. На верхних снимках крутые слабоизвилистые пластины шириной до 10 м располагаются поперек языка. На нижнем снимке аналогичные пластины образуют пологие дуги с вершиной вниз по языку

Рис. 226. Дугообразные тонкие (до 3 м) пластины секут аналогичные поперечные пластины. Извилистая белая линия – русло наледникового водотока

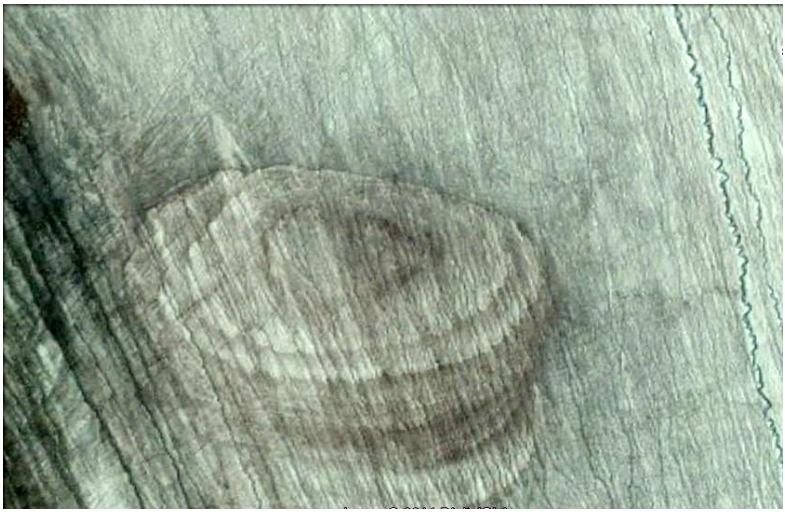


Рис. 227. Наложенные овальные образования неизвестного происхождения на поверхности языка карово-долинного ледника

Рис. 228. Конец ледникового языка в виде лапы крупного животного. Ширина «пальцев» – от 75 до 105 м

Рис. 229. Плетенчатый рисунок неровностей поверхности ледникового языка

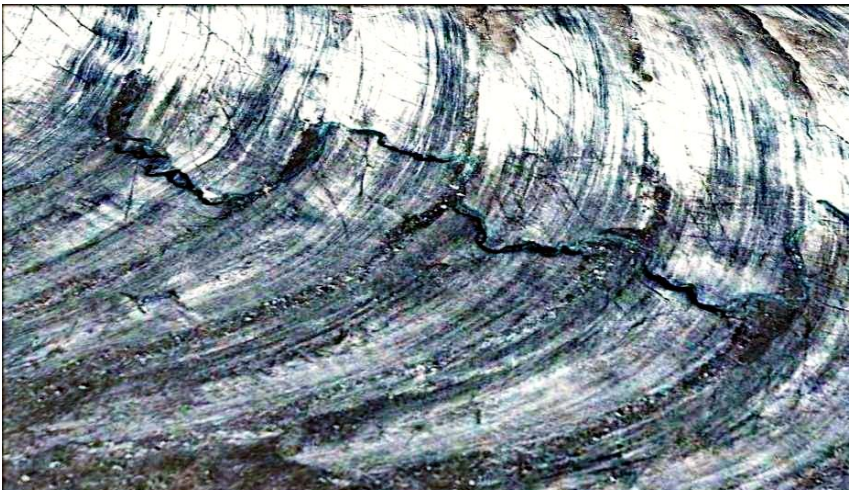


Рис. 230. Пластинчатая многослойность огив с межогивным моренным материалом, затянутым сюда снизу по плоскостям сколов между огивами

Заключение

Вы перевернули последнюю страницу с иллюстрацией ледниковых феноменов. Кое-что вам уже было известно о горных ледниках, быть может, из собственной жизненной практики (бывали на ледниках), что-то узнали из литературных источников или средств массовой информации. Но уверен, что данное пособие существенно расширило объём ваших знаний о строении, динамике горных ледников, особенностях движения льда в этих природных образованиях, разрушительной и созидательной рельефообразующей роли ледников и многообразии форм морфоскульптуры ледниковых отложений.

Ледники как объекты исследования до сих пор остаются недостаточно изученными по ряду причин: недоступность прямого наблюдения происходящих в них на разной глубине гляциодинамических процессов, взаимодействие ледника с подлёдным рельефом; невозможность масштабного эксперимента перехода пластического типа движения льда к глыбовому и наоборот, распределения напряжений в продольном и поперечном разрезе тела ледника и обусловленных этими напряжениями перемещений льда и включённого в него обломочного материала; недостаточность непосредственных гляциологических наблюдений на однотипных объектах в разных физико-географических условиях и др.

Приведённый в пособии иллюстративный материал, возможно, вызовет интерес к собственному осмыслению показанного или даже подвигнет на постановку каких-то новых натурных наблюдений.

Литература

1. *Альман Г.В.* Изменение ледников и колебания климата / пер. З.М. Каневского под ред. А.М. Кренке // Материалы гляциологических исследований : хроника, обсуждения. 1961. Вып. 2. С. 74–98.

2. *Геологический* словарь : в 2 т. / отв. ред. К.Н. Паффенгольц. М. : Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.

3. *Гляциологический* словарь / под ред. В.М. Котлякова. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.

4. *Калесник С.П.* Очерки гляциологии. М. : Географгиз, 1963. 436 с.

5. *Леонтьев О.К., Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. М. : Высшая школа, 1988. 340 с.

6. *Макарова Н.В., Суханова Т.В.* Геоморфология : учеб. пособие. М. : КДУ, 2007. 405 с.

7. *Маруашвили Л.И.* Палеогеографический словарь. М. : Мысль, 1985. 367 с.

8. *Най Дж.* Влияние изменений климата на ледники / пер. А.Н. Кренке) // Вопросы динамики и современной эволюции ледников : сб. ст. М. : Прогресс, 1964. С. 217–232.

9. *Райс Р.Дж.* Основы геоморфологии. М. : Прогресс, 1980. 576 с.

10. *Флинт Р.* Ледники и палеогеография плейстоцена. М. : Изд-во иностр. лит., 1963. 576 с.

11. *Четырехязычный* энциклопедический словарь терминов по физической географии / сост. И.С. Щукин. М. : Советская энциклопедия, 1980. 703 с.

12. Щукин И.С. Общая геоморфология : учебник. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1960. 615 с.

Оглавление

Предисловие 3
1. Краткие общие сведения о рассматриваемых природных феноменах 4
2. Ледниковые системы 26
3. Морфологические типы горных ледников 34
4. Слияние (конвергенция) ледников 46
5. Ледниковые трещины 56
6. Огивы 69
7. Плоскости скалывания и надвиги в ледниках 79
8. Растекание льда 90
9. Концы ледников 98
10. Геолого-геоморфологическая работа ледников и морфология ледниковых отложений 118
11. Конечные морены и конечно-моренные комплексы 127
12. Береговые морены 137
13. Моренный пьедестал 152
14. Основная морена 160
Бугристые основные морены 162
Ребристые основные морены 169
15. Некоторые экстраординарные образования и явления, связанные с ледниками 181
Заключение 201
Литература 202

Учебное издание

Петр Андреевич Окишев

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ И МОРФОСКУЛЬПТУРА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

(научно-популярное инфографическое обозрение)

Учебное пособие

Подготовка материала для издания – С.Л. Будаев
Редактор Е.Г. Шумская
Компьютерная верстка Е.Г. Шумской
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

Подписано к печати 05.05.2017 г. Формат $60\times84^{1}/_{16}$.
Бумага для офисной техники. Гарнитура Times.
Усл. печ. л. 11,8. Тираж 150 экз. Заказ № 2446.

Отпечатано на оборудовании
Издательского Дома
Томского государственного университета
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36
Тел. 8+(382-2)–53-15-28
Сайт: http://publish.tsu.ru
E-mail: rio.tsu@mail.ru

ISBN 978-5-94621-608-1