

УДК 551.331

Л. П. ЧЕРНОВА

ИНТЕНСИВНОСТЬ ЛЕДНИКОВОЙ ЭРОЗИИ И ЕЕ СВЯЗЬ С РАСХОДОМ ЛЬДА В ЛЕДНИКАХ

Рассматривается характер воздействия ледника на подстилающие породы и развивается идея значительной интенсивности ледниковой эрозии. Обсуждаются условия ее уменьшения и увеличения.

Общие положения. Обсуждение эрозионной способности ледников имеет многолетнюю историю. Мысль, что ледники при скольжении по ложу стачивают слой породы из-за возникновения трения на контакте лед — порода, была впервые высказана А. Пенком (Penk, 1900). Именно благодаря появлению целого ряда статей названного автора в начале века сложилось учение о ледниковой эрозии. Дальнейшее его развитие связано с именем Э. Мартонна (De Martonne, 1911), высказавшего предположение об изменчивости ледниковой эрозии, связанной с различиями величин силы трения ледника о ложе.

Решение же вопроса о собственно величине возникающей силы трения и характере зависимости от нее интенсивности истирания требовало проведения чрезвычайно трудоемких экспериментов. В настоящее время оно становится возможным благодаря новым данным, полученным гляциологами и физиками-экспериментаторами.

Интересные результаты могут быть получены с помощью расчета энергетических возможностей движущегося льда. Потенциальная энергия ледников измеряется огромными цифрами. Так, например, для относительно небольшого Марухского ледника (Западный Кавказ) она равна $1,6 \cdot 10^{23}$ эрг. Кинетическая энергия ледника пренебрежимо мала из-за малой величины скорости движения (Авсюк, 1956). Поэтому потенциальная энергия тратится почти целиком на преодоление внутреннего трения в толще льда и трение ледника о ложе. Чтобы определить, какая часть расходуемой энергии тратится на трение о ложе, а какая рассеивается в толще льда, удобно воспользоваться понятием энергетической мощности — энергии, отнесенной к единице времени, или понятием удельной энергетической мощности — мощности, отнесенной к единице площади контакта ледника с ложем. Она зависит от скорости скольжения ледника по ложу и измеряется единицами и десятками эрг в секунду на 1 см^2 .

Самой упрощенной моделью течения льда является течение ньютоновской жидкости, скорость деформации которой пропорциональна первой степени касательных напряжений. Расчет удельной энергетической мощности, рассеиваемой в толще ньютоновской жидкости, вязко текущей по наклонной поверхности, показывает, что эта мощность равна произведению $\frac{2}{3}$, поверхностной скорости течения на касательное напряжение у дна. На самом же деле в поликристаллическом льду скорость деформации связана с напряжением сдвига степенным законом (Glenn, 1955), причем показатель степени увеличивается от 1 до 10 (Шумский, 1969) с приближением свойств льда к свойствам твердого тела (с понижением его температуры, например).

Решая уравнение баланса касательных напряжений совместно с уравнением, выражающим степенной закон течения, можно показать, что найденная зависимость рассеяния мощности справедлива по порядку величины и для случая вязкого течения льда, и вообще для любого случая течения:

$$N_{\text{уд}} = kV_{\text{пов}} \cdot \rho gh \sin \alpha, \quad (1)$$

где $N_{\text{уд}}$ — удельная энергетическая мощность, $V_{\text{пов}}$ — поверхностная скорость, h — толщина ледника, α — угол наклона ложа, $\rho gh \sin \alpha$ — скалывающее напряжение, k — коэффициент, изменяющийся от $2/3$ при показателе степени, равном 1, до 1 при максимальном значении показателя степени.

Мощность же, рассеиваемая у дна при скольжении по нему ледника, определяется уравнением:

$$N_{\text{дн}} = V_{\text{дн}} \rho gh \sin \alpha, \quad (2)$$

где $N_{\text{дн}}$ и $V_{\text{дн}}$ — соответственно мощность и скорость у дна. Например, для ледника, имеющего скорость донного скольжения 3 см/сут , толщину 100 м , уклон ложа $0,2$, энергетическая мощность у дна будет равна примерно $60 \text{ эрг/сек} \cdot \text{см}^2$.

Сравнение формул (1) и (2) показывает, что мощность, рассеиваемая у дна, во столько раз меньше мощности, рассеиваемой в объеме, во сколько раз скорость донного скольжения меньше поверхностной скорости. Таким образом, процент энергии, затрачиваемой на истирание, зависит от соотношения поверхностной скорости и скорости скольжения ледника по ложу.

Скольжение ледников по ложу. Экспериментально неизбежность скольжения ледников по ложу показал У. Гопкинс (Шумский, 1969). Куски льда, положенные им на шероховатую поверхность плиты песчаника, при температуре таяния скользили со скоростью 8 мм/час при угле наклона $\alpha = 3^\circ$, а на более гладкой поверхности движение было заметно при угле наклона всего в $0^\circ 40'$. Движение было равномерным и росло пропорционально наклону при углах, не превышающих 10° . Кроме того, скорость скольжения росла при усилении давления льда на плиту за счет приложения дополнительной нагрузки.

К настоящему времени накоплено достаточное количество данных о скольжении ледников по ложу, полученных с помощью бурения льда ледников и постройки туннелей в их придонных частях (McCall, 1960; Калесник, 1963, стр. 200; Гросвальд, Кренке, Виноградов и др., 1973, стр. 230). Все они согласно свидетельствуют о наличии придонного скольжения. Скорости скольжения могут составлять до 90% поверхностных, а это означает, что огромная потенциальная энергия ледников почти целиком должна расходоваться на истирание.

Интенсивность ледниковой эрозии. Результатом истирания поверхности ложа является «ледниковая мука» — тонкие частицы породы, выносимые во взвешенном состоянии ледниковыми реками. Чем меньше размер частиц, на которые измельчается порода, тем больше создаваемая при этом поверхность и тем больше поверхностная энергия получающегося порошка. Поэтому, сравнив максимальную энергию, требующуюся для образования самых тонких продуктов ледниковой эрозии, с энергией, рассеиваемой у дна ледника, мы выясним минимально возможную интенсивность истирания.

По исследованиям Зиглера на норвежских ледниковых реках (Ziegler, 1971), 80% взвешенных наносов имеют крупность менее 10^{-2} см . Данные Н. Г. Верейского (1972), полученные по тысячам определений механического состава древних морен, свидетельствуют о том, что частицы размером менее 10^{-3} см составляют около половины массы морены, а примерно четвертая часть их — частицы мельче 10^{-4} см в диаметре.

Предположим, что отделяемые от ложа частицы — кубики со стороной $l=10^{-4}$ см. Объем такого кубика $v=l^3$, а площадь его поверхности $s=6l^2$. Объем всех отделенных частиц обозначим SH , где S — истираемая площадь ложа, а H — толщина отделенного слоя. Тогда число отделенных частиц составит SH/v .

Работа, необходимая для создания единицы новой поверхности, выражается величиной поверхностной энергии γ , которая не может превышать $2 \cdot 10^3$ эрг/см² (Гегузин и Овчаренко, 1962). Приведенное значение — это поверхностная энергия границы твердое тело — вакуум; энергия границы твердого тела с воздухом или водой должна быть в несколько раз меньше. Итак, мы применяем еще одно самое «жесткое» предположение.

Кроме работы по созданию новой поверхности, при всяком истирании энергия тратится еще на пластическую деформацию истираемого материала и выделение тепла. Все три вида затрат работы могут быть выражены введением эффективной поверхностной энергии $\gamma_{эф}$. Для хрупких материалов, какими являются горные породы, величина $\gamma_{эф}$ изменяется в пределах от 3 до 100γ (Орован, 1963). Реальным (Low, 1954) в данном случае является допущение $\gamma_{эф} \leq 10\gamma \leq 2 \cdot 10^4$ эрг/см². Истирание в каждый данный момент происходит не по всей площади ложа, а в отдельных точках соприкосновения с ложем влекаемых льдом моренных частиц. Если принять площадь контакта трущихся о ложе частиц с поверхностью ложа равной 0,01 общей площади ложа, то суммарная $\gamma_{эф}$ должна быть принята $\approx 10^3 \gamma \approx 2 \cdot 10^6$ эрг/см². Полная работа по истиранию объема SH составит:

$$A = s \gamma_{эф} \cdot SH/v = 6l^2 \gamma_{эф} \cdot SH/l^3 = 6 \gamma_{эф} \cdot SH/l, \quad (3)$$

где $s\gamma_{эф}$ — работа, приходящаяся на поверхность одной частицы, а SH/v — число частиц. Отсюда

$$H = Al/6 \gamma_{эф} S. \quad (4)$$

Если отнести все выражение к единице времени T , можно получить интенсивность истирания — величину срезанного слоя за единицу времени, скажем за год:

$$H/T = l \cdot A/6 \gamma_{эф} \cdot ST = N_{дн} \cdot l/6 \gamma_{эф}. \quad (5)$$

Здесь $N_{дн}$ — удельная энергетическая мощность ледника у ложа, равная работе, отнесенной к единице площади и единице времени. Как уже говорилось выше, для ледника, имеющего придонную скорость 3 см/сут и толщину 100 м при уклоне ложа 0,2, она равна 60 эрг/сек·см². Подставляя численные значения в формулу (5), получим

$$H/T = 60 \text{ эрг} \cdot 10^{-4} \text{ см} \cdot \text{см}^2/\text{сек} \cdot \text{см}^2 \cdot 6 \cdot 2 \cdot 10^6 \text{ эрг} \approx 0,5 \cdot 10^{-9} \text{ см/сек} \approx 0,2 \text{ мм/год}.$$

Таким образом, за год горный ледник толщиной 100 м может срезать слой твердой подстилающей породы толщиной в десятые доли мм, если при истирании возникают частицы преобладающего размера 10^{-4} см. При преобладании частиц размером 10^{-3} см слой этот увеличится в 10 раз, а для преобладающего размера 10^{-2} см — в 100 раз. Кроме того, если $\gamma_{эф}$ близка к γ , а само значение γ существенно меньше максимального $2 \cdot 10^3$ эрг/см², слой еще увеличится и будет уже измеряться десятками сантиметров в год. Увеличение скорости скольжения ледника по ложу будет означать увеличение придонной энергетической мощности, что тоже повлечет за собой увеличение слоя срезаемой породы.

Приведенная оценка носит приближенный характер, поскольку и размеры частиц, и эффективная поверхностная энергия могут меняться. Но, во всяком случае, истирание ледником твердой ненарушенной породы со скоростью нескольких миллиметров в год с энергетической точки зрения вполне возможно.

Наличие под ледником рыхлых отложений, например коры выветривания, многократно увеличивает эту цифру. Разнообразные данные свидетельствуют о том, что кора выветривания сносится ледником в самом начале его деятельности, а основным объектом ледниковой эрозии являются ненарушенные твердые породы. В Антарктиде, например, никаких следов коры выветривания к настоящему времени не осталось (Евтеев, 1964). Об этом свидетельствует свежесть химического состава айсберговых осадков, а также пород, переносимых толщей льда в настоящее время. По свидетельству Р. Флинта (Flint, 1947), во многих районах древнего оледенения наблюдаются мощные, часто до нескольких десятков метров толщи ледниковых отложений, которые по свежести химического состава никак нельзя назвать перенесенной корой выветривания.

Непосредственных измерений интенсивности подледникового истирания сравнительно немного. Широко известны косвенные подсчеты Хаузе-на (Flint, 1947), касающиеся интенсивности денудации Скандинавского щита и С. А. Евтеева для Антарктического щита. В обоих случаях денудация выражалась сотыми долями миллиметра в год.

Цифры денудации резко увеличиваются, когда есть возможность произвести прямые измерения. Так, прямые измерения интенсивности истирания ледником твердых коренных пород, проведенные Де Кервеном, Люстигом и Тораринсоном (Corbel, 1962), дали величины 2,2 и 5,5 мм/год, а определения у конца Верхнегриндельвальдского ледника (Charlesworth, 1957) — 6 мм/год. На леднике Хинтерайсфернер Гесс смог подсчитать объем вытаявшей за сезон абляции морены в месте, где рыхлый материал поступал только с ложа. Соотнеся эту цифру со скоростью движения льда, он получил слой денудации в 20 мм/год (Hess, 1929).

В самое последнее время К. Г. Садыкову (1973) удалось выделить ежегодный объем поступления донной морены к концам ряда ледников Средней Азии. Известно, что экзарация происходит не по всей площади ледника. Если отнести полученные им объемы вытаявающей донной морены к половине площади соответствующих ледников, можно получить следующие цифры интенсивности современной экзарации: для ледника Имат — 0,2 мм/год, для ледника Федченко — 0,1 мм/год, для Зеравшанского — 0,4 мм/год. Если же площадь экзарации меньше, цифры эти должны соответственно увеличиться.

Механизм истирания ложа ледника. Связь интенсивности денудации с расходами льда в леднике. Эродирующая сила чистого льда весьма невелика. Она резко увеличивается при насыщении льда моренным материалом. Это положение было подтверждено экспериментальными исследованиями в университете Ньюкастля (Англия) (Lister, Pendington, Chorlton, 1968). В этих опытах в холодильной камере небольшая плита песчаника передвигалась с заданной скоростью относительно блоков чистого льда и льда, смешанного с песком. Нормальное давление изменялось в пределах 100—400 г/см², т. е. имитировалось скольжение ледника толщиной 1—4 м. Опыты продемонстрировали почти полную неспособность чистого льда эродировать: скольжение цилиндра из песчаника относительно льда приводило к заглублению цилиндра в лед с потерей от $3 \cdot 10^{-6}$ до 10^{-4} мм слоя песчаника на километр пути.

При воздействии же на плиту песчаника смеси, на 50% состоящей из льда и на 50% — из песка, со скоростью движения 2 м/сут, потеря песчаника равнялась слою 40 мм на километр пути. Таким образом, включенные в лед обломки эродируют подстилающие породы и сами при этом истираются.

Механизм «царапания» ложа подробно разобран Дж. Макколлом (McCall, 1960; Чернова, 1965). Макколл рассматривает возможность прорезания борозд в ложе с помощью увлекаемого льдом куба породы

со стороной 1 м. В этом случае на ложе ледника действует его вес (при плотности 3 г/см^3 он равен $3 \cdot 10^3 \text{ кг}$) и сила сжатия $2 \cdot 10^4 \text{ кг}$. Сопротивление льда сжатию — 2 кг/см^2 , сдвигу — 1 кг/см^2 , сопротивление гранита сжатию — 1400 кг/см^2 , сдвигу — 160 кг/см^2 . Если эродирующая поверхность куба будет меньше 16 см^2 (скажем, он будет закреплен во льду в наклонном положении), он будет прорезать (точнее, продавливать) в ложе борозду, а если больше 16 см^2 , он будет заглубляться в лед.

Другим механизмом воздействия заключенных в лед обломков на породы ложа является срезание выступов породы. Если грани того же гранитного куба со стороной 1 м, как показал Макколл, будут параллельны и перпендикулярны ложу (положение, когда куб «покоится» на ложе), максимальное теоретически возможное давление льда на его вертикальную, обращенную вверх по леднику грань будет равно $2 \cdot 10^4 \text{ кг}$, максимальное напряжение сдвига вдоль верхней и двух боковых граней составит $3 \cdot 10^4 \text{ кг}$. Следовательно, если куб вмерз в лед, при движении ледника относительно его граней может развиваться напряжение максимум в $5 \cdot 10^4 \text{ кг/м}^2$. Если же куб не заморожен в лед, сила воздействия на него движущегося льда равна давлению на вертикальную, обращенную вверх по леднику грань куба — $2 \cdot 10^4 \text{ кг/м}^2$, т. е. в 2,5 раза меньше. Но и тогда такой куб может срезать выступ ложа сечением 18 см^2 и площадью 160 см^2 . Таков механизм полировки ложа.

Появлению обломков породы на ложе способствует развивающееся на контакте льда с ложем морозное выветривание. Здесь постоянно происходят процессы замерзания — таяния, что находит подтверждение в структурных особенностях придонного льда (Евтеев, 1964). Кроме того, трещины на ложе образуются из-за неравномерности скольжения ледника, когда каждое сечение ложа последовательно подвергается сжимающим и растягивающим напряжениям. В моменты примерзания к ложу ледник может извлечь куски растрескавшейся породы, а затем при оттаивании вовлечь их в свое скольжение по ложу. Этот процесс известен как процесс отщепления. С. В. Калесник (1963) считает его основным поставщиком рыхлого материала в придонный слой ледника.

Придонный слой в леднике, как свидетельствуют многочисленные наблюдения в естественных разрезах, скважинах и туннелях в толще ледников, всегда обогащен моренным материалом, т. е. ледник, подобно реке, имеет слой влекомых наносов. В горных ледниках толщина этого обогащенного мореной слоя измеряется первыми метрами. В Антарктическом ледниковом покрове при отсутствии коры выветривания на ложе и открытых склонов, которые могли бы поставлять на дно рыхлый материал, толщина этого слоя измеряется десятками метров. Можно рассмотреть действие на ложе всего мореносодержащего слоя в целом как процесс срезания с помощью некоторого абразивного материала, где абразив — моренные частицы, а матрицей является лед. Тогда для выяснения закономерностей такого срезания можно использовать данные многочисленных экспериментов по истиранию и полировке с помощью абразивов (Крагельский, 1968; Хрушев и Бабичев, 1970).

Эти эксперименты свидетельствуют, что интенсивность истирания пропорциональна силе трения и увеличивается с увеличением нормального давления, причем при значительных нагрузках зависимость износа ложа от давления может быть квадратичной или кубической. Поэтому увеличение толщины ледника, скажем, втрое должно повлечь за собой по крайней мере десятикратное увеличение его эродирующей силы.

В настоящее время мы не располагаем массовыми измерениями толщины ледников. Однако полезная информация может быть получена из данных о максимальном стоке льда — величине, сравнительно легко определяемой по объему ежегодной абляции. Выясним, как связано значение стока льда ледника (произведение площади его поперечного сечения на годовую скорость движения) с его толщиной.

Как показывает расчет Дж. Ная (Nye, 1952), при степенном законе течения

$$V_{\text{пов}} \sim h^{n+1}, \quad (6)$$

где $V_{\text{пов}}$ — поверхностная скорость, h — толщина ледника, n — степень в законе течения, элементарный сток (сток льда на единицу ширины поперечного сечения) равен произведению поверхностной скорости на толщину ледника. Следовательно, $W_{\text{эл}} \sim h^{n+2}$, где $W_{\text{эл}}$ — элементарный сток, остальные обозначения аналогичны (6). Соответственно полный сток W выразится: $W \sim h^{n+3}$. В частности, при течении по закону Гленна (Glenn, 1955) $W \sim h^6$.

Интенсивность истирания, как уже говорилось выше, пропорциональна квадрату или кубу нормального давления (или толщины). Следовательно, она должна быть пропорциональна квадратному или кубическому корню значения стока льда. Максимальный сток льда изменяется от ледника к леднику от десятков кубометров до десятков миллионов кубометров в год в зависимости от толщины ледника и скорости его движения. Следовательно, интенсивность ледниковой эрозии мощных быстро движущихся ледников может в сотни раз превышать интенсивность эрозии тонких и малоподвижных ледников. Очевидно, что это правило приложимо и к горным, и к покровным ледникам. Интенсивность эрозии различных участков покровов должна быть очень разной, ибо, как согласно показывают данные и гляциологических (Гросвальд, Кренке, Виноградов и др., 1973; Евтеев, 1964), и геоморфологических (Асеев, 1972; Раукас, 1972) исследований, в покровных ледниках сток льда канализован.

Например, в Антарктиде по понижениям подледниковой поверхности, вытянутым в направлении к берегу моря, движутся наиболее мощные массы льда, обладающие наибольшими скоростями движения (сотни метров в год). Поверхность потоков понижена относительно обширных участков сравнительно малоподвижного льда, где скорость его движения измеряется десятками метров в год. Если на участках малоподвижного льда толщина придонного слоя, обогащенного мореной, составляет метры, в ледниковых потоках она на порядок больше — десятки метров (Евтеев, 1964).

Столь же дифференцированным был сток льда в Скандинавском ледниковом покрове, где выводные ледники производили наиболее интенсивную экзарацию (Раукас, 1972), и, по-видимому, такими же потоками были вырыты глубоководные желоба на гляциальных шельфах (Гросвальд, 1967). Расходы льда в этих потоках должны были в десятки раз превышать расходы льда в современных горных ледниках. Соответственно более значительной была и их эрозия.

Выводы. 1. Ледники обладают огромными запасами энергии, которая в значительной мере расходуется на трение о ложе. Процент энергии, затрачиваемой на истирание, зависит от соотношения поверхностной скорости и скорости скольжения ледника по ложу. Интенсивность экзарации тем больше, чем больше скорость скольжения.

2. Как показывают результаты сравнения количества рассеиваемой у дна ледника энергии с энергией, потребной для образования продуктов разрушения ложа ледника (донной морены и наносов ледниковых рек), интенсивность экзарации не может измеряться цифрами меньше десятых долей миллиметра слоя ненарушенной твердой породы в год. Вероятнее всего большая интенсивность истирания.

3. Основным инструментом экзарации служат содержащиеся в придонном слое ледника продукты выветривания ложа, влекомые скользящим по ложу льдом. Они действуют на подстилающие породы подобно абразиву, поэтому интенсивность истирания пропорциональна силе тре-

ния и увеличивается с увеличением нормального давления (толщины ледника).

4. Интенсивность истирания увеличивается также с увеличением расхода льда в поперечном сечении ледника. Поэтому интенсивность экарации разных ледников может различаться в сотни раз.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г. А. Температура льда в ледниках. «Тр. Ин-та географии АН СССР», т. 67. М., 1956.
- Асеев А. А. Деграляция последнего европейского материкового оледенения и критерии гляциоморфологического изучения. «Ледниковый морфогенез». Рига, «Зинатне», 1972.
- Верейский Н. Г. Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины. «Литол. и полезн. ископ.», № 5, 1972.
- Гегузин Я. Е., Овчаренко Н. Н. Поверхностная энергия и процессы на поверхности твердых тел. «Успехи физ. наук», т. 86, вып. 2. М., 1962.
- Гросвальд М. Г. Оледенение Баренцева шельфа в позднем плейстоцене и голоцене. «Матер. гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения», вып. 13. М., 1967.
- Гросвальд М. Г., Кренке А. Н., Виноградов О. Н., Маркин В. А., Псарева Т. В., Разумейко Н. Г., Суходровский В. Л. Оледенение Земли Франца-Иосифа М., «Наука», 1973.
- Евтеев С. А. Геолитическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., «Наука», 1964.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии, М., Географиз, 1963.
- Крагельский И. В. Трение и износ. М., Изд-во машиностроения, 1968.
- Орован Е. Классификация и дислокационная теория хрупкого разрушения. М., Металлургиздат, 1963, стр. 170.
- Раукас А. В. Формирование плейстоценовых отложений и гляцигенных форм рельефа Эстонии. Автореф. докт. дис. Таллин, 1972.
- Садыхов К. Г. Баланс морен, твердый сток и рельефообразующая деятельность современных ледников Средней Азии. Автореф. канд. дис. М., 1973.
- Хрущев М. М., Бабицев М. А. Абразивное изнашивание. М., «Наука», 1970.
- Чернова Л. П. Вращательное (ротационное) скольжение каровых ледников (обзор работ Льюиса и Маккола). «Матер. гляциол. исслед. (МГГ). Хроника, обсуждения», вып. 11. М., 1965.
- Шумский П. А. Динамическая гляциология. Изд-во ВИНТИ, 1969.
- Charlesworth J. K. The Quarternary Era, v. 1, Pt. 1, 2; v. 2, Pt. 3. London, 1957.
- Corbel J. Neiges et glaciers. Paris, 1962.
- Flint R. F. Glacial and Pleistocene morphology. N. Y., 1947.
- Glen J. W. The creep of polycrystalline ice. «Proc. Roy. Soc. Ser. A», v. 228, No. 1175, 1955.
- Hess H. Hntereisferner-Nachlese. «Z. Gletscherkunde», v. 17, 1929.
- Lister H., Pendlington A., Chorlton J. Laboratory experiments of abrasion of sandstones by ice. «Gen. assembly Bern, 1967. Reports and discussions». Centbrugge, 1968.
- Low T. R. The Relation of Brittle Fracture to Microstructure. «Am. Soc. met. Cleveland», 1954.
- De Martonne E. L'erosion glaciaire et la formation des vallées Alpines. «Ann geogr.», № 19, 20, 1910, 1911.
- McCall J. G. The flow characteristics of a cirque glacier and their effect on glacial structure and cirque formation. «Investigations on Norwegian cirque glaciers». London, 1960.
- Nye J. F. The mechanics of glacier flow. «J. Glaciol.», v. 2, No. 12, 1952.
- Penk A. Die Übertiefung der Alpentäler. «Verh. des 7 Intern. Geogr. Kongr. in Berlin», 1899, 1900.
- Ziegler T. Materialtransportundersökkelser i Norske bre-elver 1971. «Rapp. Hydrol. avd. Vassdragsdir. Norg. Vassdrage-og elektrisitetsv», 1973, No. 4.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
5.III.1974

AND ITS CONNECTION WITH ICE DISCHARGE IN GLACIERS GLACIAL EROSION INTENSITY

L. I. CHERNOVA

Summary

Glaciological and geomorphological materials as well as data on abrasive wearing experiments and energetic calculations has been the basis of the conclusion about the glacial erosion significance; the erosion results from gliding of the basal ice layer (which includes moraine) upon the glacier bed; the intensity of the erosion varies in broad limits (up to hundred times) according to changes of the glacier ice discharge.