

20. Губонина З.П. Палеофитологическое обоснование возраста аллювия Средней Волги. М.: Наука, 1978. 132 с.
21. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
22. Пермяков Е.Н. Послетретичные отложения и новейшая геологическая история западной части Самарской Луки // Труды комисс. по изуч. четвертичн. периода. Т. IV. Вып. 2. 1935. С. 61–90.
23. Полянин В.А. Литологические исследования четвертичных отложений долин Волги и Камы на территории Татарии // Учен. записки Казанского ун-та. Т. 117, кн. 4. 1957. 242 с.
24. Яхимович В.Л. Плиоцен и плейстоцен Предуралья // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 89–99.
25. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа. М.: Наука, 1976. 270 с.
26. Никифорова К.В., Ренгартен Н.В., Константинова Н.А. Антропогенные формации юга Европейской части СССР // Бюлл. комисс. по изуч. четвертичн. периода. № 30. 1965. С. 3–25.
27. Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1967. 242 с.
28. Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1977. 224 с.
29. Jahn A. Wyzyna Lubelska // Prace geogr. PAIV. T. 7, 1956. 398 p.
30. Büdel J. Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge, deren active und passive Rückverlegung in verschiedene Klimaten // Zeitsch. Geomorph. Suppl. 14, 1970. S. 3–10.
31. Stäblein G. Zur Frage geomorphologischen Spuren arider Klimaphasen in Oberrheingebiet // Zeitsch. Geomorph. Suppl. 15, 1972. S. 66–83.
32. Трикар Ж. Условия образования пластово-ступенчатого рельефа в Парижском бассейне // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Иностр. лит., 1959. С. 147–165.

Казанский государственный университет

Поступила в редакцию
29.01.99

LOW PLATEAU OF PRIVOLZHSKAYA HIGHLAND: NEW DATA ON GENESIS AND AGE

A.P. DEDKOV, V.V. MOSZHERIN

S u m m a r y

Deluvial-proluvial brown clays with pebble and break-stone inclusions are widespread on the low plateau of Privolzhskaya highland. These clays date from Eopleistocene and Early Neopleistocene according to paleomagnetic data. They were formed in semiarid climate concurrently with pedimentation of the upper plateau.

УДК 551.435.43(470.21)

© 2000 г. В.Я. ЕВЗЕРОВ, С.Б. НИКОЛАЕВА

ПОЯСА КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Результаты всестороннего изучения глубоководных морских, ледниково-морских и озерных отложений, а также ледяных кернов Гренландии показали, что последний ледниковый покров достиг максимального распространения 18–20 тыс. лет до настоящего времени (н.в.) и что его наступление и деградация протекали в условиях циклических климатических изменений различного ранга [1–3]. Каждый цикл продолжительностью от 500 до 2000 лет включал сравнительно быстрое потепление и сменяющее его постепенное или ступенчатое похолодание. Мы предлагаем ввести понятие **пояса краевых образований как совокупности форм рельефа и отложений, возникших на протяжении одного межстадиально-стадиального климатического цикла у края активного льда**. Получение, обобщение и рассмотрение информации по поясам маргинальных образований облегчит решение задач

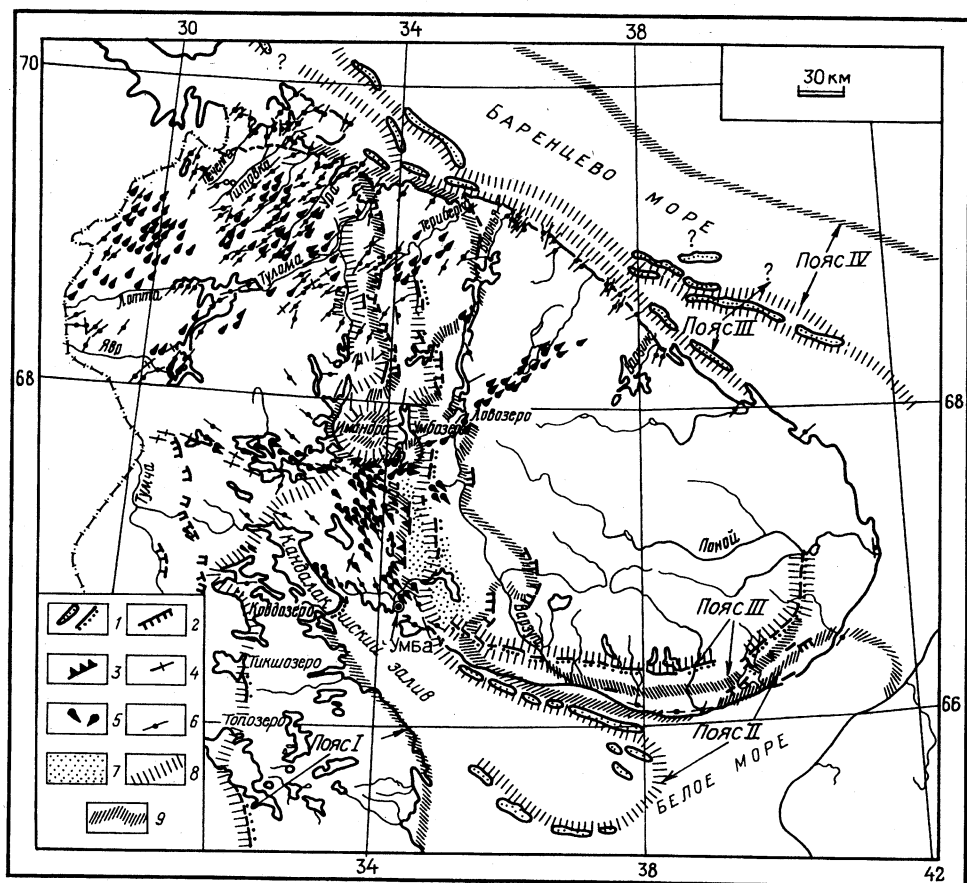


Рис. 1. Схема распространения ледниковых образований, ориентированных вдоль и поперек направлений движения льда

Моренные гряды: 1 – краевые и межлопастные напорно-насыпные, 2 – напорные; 3 – маргинальный уступ; 4 – флютинг; 5 – друмлины; 6 – ледниковые шрамы; 7 – островная возвышенность; положение края ледника (или отдельной лопасти): 8 – при формировании насыпных конечно-моренных гряд внутренней полосы маргинального пояса в период межстадиального потепления, 9 – при образовании напорных конечно-моренных гряд внешней полосы маргинального пояса в период стадиального похолодания.

В центральной части схемы замкнутые контуры, отражающие положение края льда в различные этапы эволюции ледника (условные обозначения 8 и 9), приурочены к Хибинскому (на западе) и Ловозерскому горным массивам. Схема составлена по материалам Рамсея [6], Полканова [7], Лавровой [8], Никонова [9] и авторов статьи

корреляции и позволит более полно реконструировать палеогеографические условия дегляциации территорий. В этом убеждают материалы по Кольскому региону [4, 5], включающему территории Мурманской области, севера Карелии, большую часть Беломорской впадины и прилегающий к Кольскому полуострову шельф Баренцева моря.

Расположение и строение маргинальных поясов. На рис. 1 показаны формы рельефа, характеризующие направления движения материкового льда¹ и положение его края в различные этапы развития. Анализ рисунка свидетельствует, что ледораздел в западной части региона находился на $68^{\circ}10' - 68^{\circ}15'$ северной широты. От него лед перемещался к северо- и юго-востоку. В восточной части региона отчетливо устанавливаются два направления движения льда: вдоль южного и юго-восточного побережья Кольского полу-

¹ Здесь и далее под материковым льдом понимается массив льда, не утративший связь с центрально-ледниковой областью.

острова и с юго-запада на северо-восток почти перпендикулярно его северо-восточному побережью. Краевые образования располагаются почти по нормали к направлениям движения ледяных масс.

Большинство исследователей четвертичных отложений Кольского полуострова полагают, что этот регион в позднем валдае покрывал либо только Скандинавский ледник, либо еще и самостоятельный Понойский ледяной щит, располагавшийся в восточной части полуострова. Критический анализ имеющихся материалов показывает, что Понойский щит если и существовал, то не оставил сколько-нибудь заметных следов в рассматриваемом регионе, где могут быть выделены лишь четыре пояса краевых образований Скандинавского ледяного щита. Три из них надежно установлены [4], четвертый намечается на шельфе Баренцева моря.

Между границей северо-восточного края валдайского ледяного щита в период максимального распространения и побережьем Мурмана развиты краевые моренные гряды. Они близки по размерам к грядам Беломорской котловины, сформированным в период межстадиального потепления [10], и рассматриваются нами как генетический аналог беломорских гряд. Длина этих гряд варьирует от 0,8 до 7,4 км, а ширина — от 170 до 600 м. Наиболее вероятной представляется их связь не более чем с двумя межстадиальными потеплениями. В этом варианте периферические гряды на шельфе (рис. 1) должны рассматриваться как образования внутренней полосы наиболее древнего из маргинальных поясов — пояса IV. Они располагаются на глубинах порядка 200 м на западе и 100–150 м на востоке. И только над самой восточной грядой глубины моря не превышают 80 м. Поскольку территория Кольского региона после дегляциации испытывает гляциоизостатическое поднятие, в эти значения необходимо внести поправки на величину поднятия, что увеличит приведенные значения глубин. Однако отсутствие надежно обоснованной схемы изобаз региона не позволяет выполнить такую операцию. Лишь для самой восточной из гряд, находящейся на глубине порядка 80 м, поправка, судя по данным В. Рамсея [6], будет близка к нулевой. Внешняя граница пояса IV, отвечающая наступлению ледника в связи со стадийным похолоданием, должна совпадать с границей максимального распространения ледника в регионе [11].

Три более молодых пояса краевых ледниковых образований достаточно четко выражены на Кольском полуострове, в Беломорской котловине и в северной Карелии. Самый древний из них (пояс III) представлен напорно-насыпными грядами Кейва II (по Лавровой [8]), вытянутыми субпараллельно южному и восточному побережьям Кольского полуострова, аналогичными грядам на баренцевоморском шельфе, тяготеющим к побережью Мурмана, и, наконец, напорными моренными грядами, фрагментарно развитыми на беломорском побережье полуострова южнее гряд Кейва II. На шельфе Баренцева моря в западной его части гряды находятся на глубинах 120–150 м, а в восточной — на глубинах 100–110 м. Приведенные глубины должны быть увеличены за счет внесения поправок на величину гляциоизостатического поднятия мест расположения гряд. Однако значения этих поправок, как отмечалось, не установлены.

Строение южной ветви краевых образований пояса III показано на рис. 2. Внутренняя полоса его (Кейва II) представляет собой гряду или систему гряд, субпараллельную южной окраине полуострова и удаленную от берега Белого моря на 10–45 км. Гряды возвышаются над окружающей равниной на 10–40, редко 100–120 м. По данным Стрелкова [13], северный склон субширотного отрезка Кейвы II вплоть до р. Стрельны сохраняет отчетливые следы контакта со льдом, а сама гряда сложена флювиогляциальными песчано-галечными отложениями с рассеянными валунами, образующими места скопления. Этот исследователь, судя по находкам валунов нефелиновых сиенитов Хибинского щелочного массива, считает, что поток льда, продвигавшийся к юго-востоку между Хибинскими и Колвицкими горами, достигал р. Стрельны. Далее к востоку и северо-востоку, от р. Стрельны до нижнего течения р. Поной в рельефе отчетливо выражена одна основная гряда, южнее и юго-восточнее которой располагаются более мелкие гряды, понижающиеся в сторону моря. Поверхность главной гряды на участке между р. Пулонгой и оз. Бабым осложнена небольшими холмами (до 100–150 м в поперечнике) высотой до 10 м. Северные склоны гряды чаще положе южных, а в районе рек Сосновки и Поной и северо-западный и юго-восточный склоны высотой 10–15 м обрывисты и представляют собой типичные поверхности ледникового контакта. Это обстоятельство свидетельствует о формировании гряды между двумя массивами льда. В сложении рассматриваемых образований принимают участие флювиогляциальные песчаные, песчано-галечные, галечно-валунные и валунные отложения. Кейва II часто имеет ребристую поверхность, что свидетельствует о ее дефор-

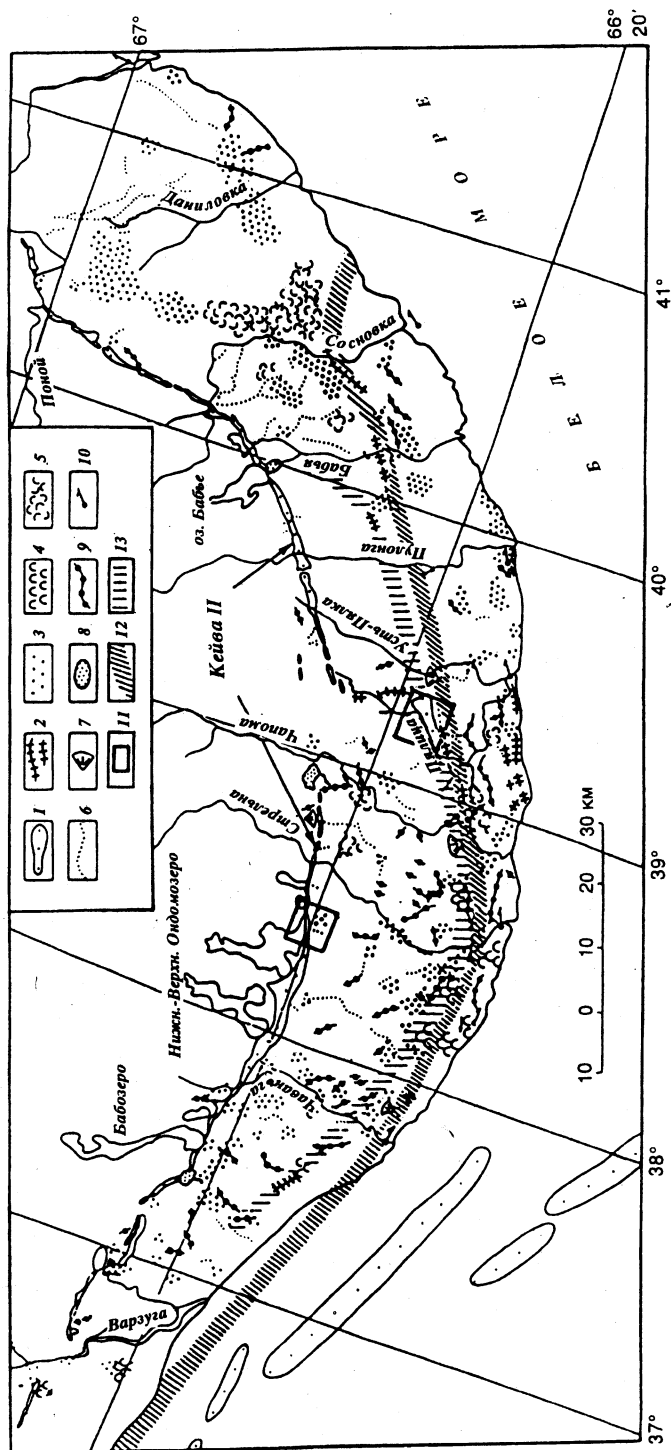


Рис. 2. Геолого-геоморфологическая схема юго-востока Кольского региона. Моренные гряды: 1 – напорно-насыпные, 2 – напорные; 3 – мелкохолмистый и холмисто-грядовый рельеф морены и флювиогляциальных отложений; моренный рельеф: 4 – крупнохолмистый, 5 – грядово-кольцевой; 6 – озёра; 7 – флювиогляциальные дельты; 8 – зандр; 9 – каналы стока талых ледниковых вод; 10 – ледниковые шрамы; 11 – территории, изображённые на аэрофотоснимках (см. рис. 3 и 4); установленные и предполагаемые границы распространения ледника в револוצерскую – ругозерскую (12) и предшествующую ей (13) стадии последнего оледенения. Гряды северной части Беломорской котловины нанесены в масштабе схемы по данным работы [12] с уточнениями



Рис. 3. Плановый аэрофотоснимок фрагмента деформированной гряды (Кейвы II) в районе юго-восточного окончания Верхнего Ондомозера
 Расположение этого и последующего аэрофотоснимка, приведенного на рис. 4, показано на рис. 2

мированности, и местами частично погребена под более молодыми флювиогляциальными осадками. Один из таких участков показан на рис. 3. К Кейве II примыкают флювиогляциальная дельта, небольшие озы и зандры. Поверхность, на которой расположена эта гряда, повышается в северо-восточном направлении вплоть до оз. Бабьего и наклонена в сторону моря. Ее отметки в непосредственной близости к гряде на западе составляют около 100 м, возрастая до 210–220 м в районе оз. Бабьего. Далее к северо-востоку вплоть до р. Поной они почти не изменяются.

В ряде предшествующих работ [12, 14] указано, что западный и восточный фрагменты Кейвы II в междуречье Стрельны и Чапомы располагаются кулисообразно. Однако последующие исследования авторов поставили этот факт под сомнение и вот почему. Чешуйчатый массив (Паргамеевские Кейвы), развитый в среднем течении р. Пялицы (рис. 4), рассматривался нами ранее как деформированная флювиогляциальная дельта. Между тем на космических снимках отчетливо видно, что он по размерам, форме и тону изображения отвечает кейвской гряде. Кроме того, при значительной протяженности массива его длинная ось ориентирована не по направлению снижения поверхности подстилающих кристаллических пород, что было бы естественно для залегающих на месте формирования

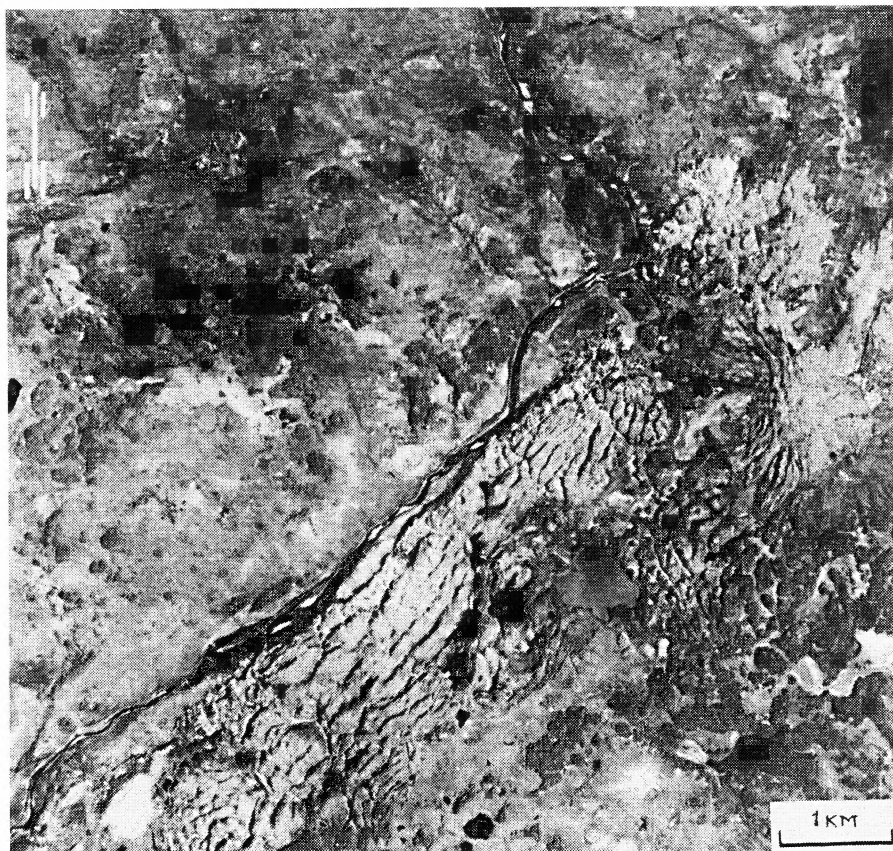


Рис. 4. Плановый аэрофотоснимок чешуйчатого массива – предполагаемого отторженца гряды Кейвы II в среднем течении р. Пялицы

дельтовых образований, а под значительным углом к этому направлению. Мы полагаем, что Паргамеевские Кейвы являются отторженцем Кейвы II, который первоначально находился значительно севернее в междуречье Чапомы и Пялицы, соединяя западную и восточную ветви гряды. При его перемещении по субстрату образовались небольшие поперечные грядки, создавшие впечатление кулисообразного расположения фрагментов Кейвы II.

Помимо отторженца, внешняя граница пояса маргинальных образований маркирована грядами напорных морен длиной от 1,5 до 3 км и высотой порядка 10 м в междуречье Пулонги и Бабьей и западнее р. Чаваньги, а также каналами стока талых ледниковых вод и южным окончанием субмеридионального оз а, находящегося примерно посередине между реками Чаваньгой и Стрельной (рис. 2). Этот оз в его южной части представляет собой цепочку небольших дельт, поверхность каждой из которых снижается и расширяется к юго-западу. В том же направлении галечно-валунный материал сменяется песчаным. Очевидно, данный оз мог сформироваться лишь при отступлении края ледника к северу.

В междуречье Бабьей и Поноя не обнаружены следы продвижения ледника восточнее Кейвы II. Здесь распространены озы, образующие типичную "озовую реку". Плановое расположение фрагментов этой реки указывает на сток талых вод к северу – северо-западу, к Кейве II. Однако и в этом районе кейвская гряда деформирована [14].

Следующий более молодой пояс краевых ледниковых образований (пояс II) пересекает Кольский полуостров в субмеридиональном направлении, подходя с севера и юга к Ловозерским тундрам, и продолжается в виде крупных гряд на юго-западном побережье полуострова и в Беломорской котловине (рис. 1). Подробная характеристика пояса приведена в

статье одного из авторов [10]. Поэтому в данной работе мы ограничимся кратким рассмотрением фактического материала. На Кольском полуострове внутренняя полоса этого пояса представлена фрагментарно развитым маргинальным озом, к которому с проксимальной стороны местами тяготеет гряда напорной морены. Фрагменты оза обнаружены только в замкнутых депрессиях различного масштаба и совершенно отсутствуют на возвышенностях и поверхностях, наклоненных в сторону Баренцева и Белого морей. Местами оз раздваивается. Его восточная ветвь обычно выше западной, которая либо примыкает к восточной, либо отстоит от нее на расстоянии от 50 до 500 м. Оз в разной степени деформирован. Сравнительно слабо деформации проявились на протяжении 30 км к северу от Ловозерских тундр. На остальной территории оз дислоцирован весьма интенсивно. Данные о внутреннем строении напорно-насыпных гряд (маргинального оза), установленных геологами ВСЕГЕИ (М.А. Спиридонов, А.Е. Рыбалко) в пределах Беломорской котловины, отсутствуют. Оз слагают плохо дифференцированные по крупности песчано-гравийно-галечные осадки с валунами. Сгружение обломков происходило поперек нынешнего простиранья гряды [15].

Субмеридиональный отрезок внешней полосы пояса II представлен напорными мореными грядками. Эти гряды образуют главным образом изолированные дуги, обращенные выпуклостью к северо- и юго-востоку. Очевидно они окаймляли фронтальные части ледниковых языков. Обращает на себя внимание тот факт, что гряды внешней полосы удалены от слабо дислоцированного оза на 2–7 км, тогда как расстояние между ними и интенсивно дислоцированным озом измеряется десятками километров. В строении субширотного отрезка, расположенного на юго-восточном побережье Кольского полуострова, помимо напорных гряд, принимают участие ложбины стока талых ледниковых вод, субпараллельные краю ледника и флювиогляциальные дельты. В среднем течении р. Усть-Пялки, левого притока р. Пялицы, песчано-галечные отложения флювиогляциальной дельты сменяются в северном направлении алевроито-глинистыми озерно-ледниковыми осадками. В 10 км к югу от основного ансамбля форм внешней полосы маргинального пояса развиты напорные моренные гряды, вытянутые вдоль берега Белого моря.

Наиболее молодой пояс краевых ледниковых образований (пояс I) тяготеет к западной части региона. В северной и центральной частях Кольского полуострова его конфигурация существенно уточнена путем детального дешифрирования аэрофотоматериалов и отличается от приведенной в более ранней работе [15]. Вследствие значительной пересеченности рельефа западной части региона сложно и выделять и коррелировать фрагментарно развитые останцы краевых образований внутренней полосы этого маргинального пояса. Севернее Хибинских гор с некоторой долей условности мы относим к ним крупные гряды, развитые южнее Ура-губы, восточнее долины реки Колы в ее среднем течении и восточнее северного окончания оз. Имандра. Все они сложены флювиогляциальными отложениями и, по меньшей мере, вблизи Ура-губы и восточнее оз. Имандра перекрыты мореной. В первом местонахождении проксимальная часть флювиогляциальных образований интенсивно дислоцирована [15]. Граница предполагаемого положения края льда в промежутке между Ура-губой и Хибинскими горами реконструирована в соответствии с рельефом местности. Южнее ледник, видимо, огибал Хибинские и Кандалакшские горы, вдаваясь в депрессию между ними. Далее следы его деятельности в виде крупных гряд, сложенных с поверхности мореной, отчетливо прослеживаются вблизи вершины Кандалакшского залива Белого моря, а еще южнее сложенные флювиогляциальными отложениями гряды развиты в окрестностях озер Ковдозера, Тикшозера и Топозера. Эти гряды фактически являются северным продолжением маргинальных образований ругозерской стадии Карелии, сопоставляемой со стадией салпауссельская I Финляндии [12]. Карельские исследователи сначала и относили их к данной стадии, а затем значительно южнее выделили полосу ругозерских краевых гряд, протянувшуюся из окрестностей оз. Ругозера к побережью Белого моря севернее Беломорска [12]. Таким образом указанные гряды были исключены из разряда краевых, к сожалению, без рассмотрения условий их формирования.

Внешняя полоса стадияльных гряд напорных и напорно-насыпных морен в северной части региона является продолжением краевых образований полосы Тромсё – Линген северной Норвегии [16] и прослеживается субширотно от границы с Норвегией до западного побережья Кольского залива. Далее довольно отчетливо выделяется субмеридиональный отрезок этой полосы, протянувшейся от восточного побережья Кольского залива в направлении северных предгорий Хибинских гор. Восточнее Хибин краевая моренная гряда развита на западном и восточном побережьях оз. Умбозера. Южнее положение края ледника маркируется главным образом маргинальными уступами и разрозненными небольшими

грядками напорных морен на западной границе островной возвышенности, а также грядой насыпной морены, вытянутой поперек Кандалакшского залива. Экман и Ильин [12] не без оснований полагают, что полоса краевых гряд этой стадии продолжается далее в акватории Белого моря в непосредственной близости к Карельскому берегу.

Длина гряд напорных морен обычно составляет менее 1,5 км, высота — 5–7 м, редко превышая 10 м. Напорно-насыпные гряды, как правило, крупнее. Внутреннее строение гряд изучено у пос. Спутник, в долине р. Печенги [15] и на восточном побережье оз. Умбозеро. Во всех местонахождениях в разрезах гряд хорошо видны тектонические чешуи, представленные мореной, а долине р. Печенги еще и флювиогляциальными отложениями. В гряде на умбозерском побережье моренные чешуи смяты в поперечные складки.

На юго-западе Кольского региона между краевыми образованиями пояса I и р. Тумча развиты две полосы напорных гряд, условия образования которых пока не выяснены.

Условия формирования поясов краевых образований. В предыдущем разделе показано, что полно представленные краевые пояса состоят из внутренней и внешней полос. Внутреннюю полосу образуют маргинальный оз и крупные флювиогляциальные дельты, а внешней — главным образом напорные моренные гряды. В озах и дельтах внутренней полосы сконцентрировано огромное количество обломочного материала. Столь большие массы водно-ледниковых осадков могли накопиться скорее всего в периоды межстадиальных потеплений. Обязательным условием возникновения оза и дельт, судя по их геоморфологической позиции, являлось наличие водоемов перед краями ледяных лопастей. Все эти водные бассейны, представляющие собой хорошие аккумуляторы атмосферного тепла, способствовали сравнительно быстрой выработке крутого передового склона ледника и в летние месяцы существенно активизировали таяние льда. Крутосклонность льда, контактирующего с водоемом, видимо имела очень важное значение, поскольку на современных ледниках только у таких склонов создаются благоприятные условия для накопления мощных толщ насыпных образований. Результаты изучения разрезов маргинального оза пояса II [15] свидетельствуют, что обломочный материал, слагающий оз, сползал по ледяному склону, претерпевая незначительную водную переработку. Возможно в крупные приледниковые водоемы поступал также и хорошо дифференцированный по крупности обломочный материал, поставляемый потоками талых вод по подледным тоннелям. В таких случаях в водоемах могли накапливаться глины. Маргинальные озы и дельты после формирования были в той или иной степени деформированы, очевидно вследствие наступления ледника в периоды стадиальных похолоданий. К сожалению условия залегания осадочных толщ, слагающих озы, изучены недостаточно. Однако по характеру их поверхности можно предположить, что при деформировании озов обломочный материал сминался в складки, формировались тектонические чешуи и проявлялся диапиризм. Сделанное предположение косвенно подтверждается тем, что аналогичные процессы протекали при образовании напорной моренной гряды, примыкающей к проксимальному склону маргинального оза пояса II [15]. В случае разрыва оза перемещению отторженцев от мест их первоначального залегания могли способствовать наличие глин в озерных депрессиях и фрагментарно развитое на земной поверхности тонкого ледяного панциря на пути перемещения ледника.

Новые границы распространения ледниковых лопастей в основном маркировались напорными моренными грядами. Следует отметить, что формирование напорных гряд и деформирование маргинальных озов были вызваны одной причиной — реактивацией ледника — и происходили при наступлении последнего. Рассмотрим далее условия образования всех маргинальных поясов Кольского региона (рис. 1).

Пояс IV. При его формировании в период межстадиального потепления материковый лед полностью покрывал Кольский полуостров, заполнял Беломорскую котловину и занимал широкую полосу баренцевоморского шельфа. Динамика изменения уровня Баренцева моря на протяжении последнего оледенения не установлена. Тем не менее, судя по литературным данным, приведенным в обобщающей работе [17], уровень Мирового океана во время последнего оледенения максимально снижался на 100–130 м. Такое понижение имело место в период максимума оледенения или очень близкий к нему. Глубины распространения большинства рассматриваемых гряд, как отмечалось, составляют 100 и более метров, что позволяет говорить об их формировании у края льда, спускавшегося в море. Причем, судя по 80-метровой глубине моря над самой восточной грядой, образование гряд не могло происходить при наиболее низком положении уровня моря. При последующем стадиальном похолодании ледник продвинулся значительно севернее насыпных гряд и достиг максимального распространения в регионе.

Пояс III. В межстадиальный период материковый лед охватывал весь Кольский полу-

остров, большую часть Беломорской котловины и сравнительно узкую прибрежную полосу баренцевоморского шельфа. В этот период у северо-восточного края ледяного массива, контактировавшего с морем, образовались насыпные гряды, развитые на шельфе. Они распространены на глубинах, которые близки или превышают минимальные отметки уровня Мирового океана в период его максимального понижения. Что касается гряды Кейва II, то она начала формироваться между двумя массивами льда и в этом смысле вполне справедливо на карте четвертичных отложений [18] рассматривается в качестве межлопастной. Однако впоследствии на обширном пространстве от озера Бабьего на востоке возможно до р. Варзуги на западе между лопастями образовался обширный водоем, примыкающий с юга к Кейве II. После возникновения водоема в пределах его распространения кейвская гряда продолжала формироваться уже как маргинальный оз.

Во время последующего стадияльного похолодания, вследствие реактивации ледника, лопасть льда, располагавшаяся севернее гряды, в промежутке между оз. Бабьим и р. Варзугой продвинулась в южном направлении. При этом Кейва II была деформирована на всем протяжении, и один из ее фрагментов перемещен примерно на 15 км к югу. Перед краем ледника местами образовались гряды напорных морен и ложбины стока талых ледниковых вод. В период похолодания лед несомненно продвинулся и в пределы баренцевоморского шельфа. Однако в этой области граница его распространения не установлена.

Пояс II. На протяжении всего или большей части межстадияльного потепления материковый лед занимал лишь западную половину региона и только в Беломорской котловине его лопасть располагалась значительно восточнее, почти достигая Горла Белого моря. В замкнутых депрессиях, где местами находился край ледника, постепенно накапливались талые ледниковые воды, образуя озера. Судя по характеру рельефа, наиболее крупные приледниковые водоемы существовали севернее Ловозерского горного массива и в Беломорской котловине. Именно в них накопились мощные толщи плохо сортированного обломочного материала, сползавшего по крутым ледяным склонам. Они слагают гряды на континенте и, вероятно, в Беломорской депрессии. В период последующего похолодания ледник продвинулся к востоку, особенно значительно в котловине Белого моря. При этом он в различной степени деформировал маргинальный оз, местами перекрыв его мореной, и создал внешнюю полосу краевых образований. Субмеридиональный отрезок внешней полосы пояса II формировался в условиях свободного стока талых вод за пределы массива активного льда, тогда как при образовании субширотного отрезка этой полосы перед краем ледника располагались подпрудные озера [10]. Соответственно субмеридиональный отрезок внешней полосы представлен напорными моренными грядами, а в строении субширотного отрезка наряду с такими грядами участвуют и флювиогляциальные дельты. Следует отметить, что в период накопления толщи ленточных глин в подпрудном озере, приуроченном к долине р. Усть-Пялки, лед, очевидно, сохранял активность, поскольку только активный лед может подпруживать большие массы талых вод [19]. Напорные моренные гряды, развитые южнее субширотного отрезка внешней полосы пояса, сформировались, вероятно, вследствие повторной, более слабой реактивации ледника возможно на границе мертвого и активного льда.

Пояс I. Последовательность формирования рассматриваемого маргинального пояса не отличалась от таковой более древних поясов, а именно: сначала во время межстадияльного потепления образовались флювиогляциальные гряды и дельты внутренней полосы, а затем в период стадияльного похолодания — гряды напорных и напорно-насыпных морен внешней полосы. Во время потепления в средней части Кольского региона ледник местами достигал вершинной поверхности горного массива Чуна-, Монча-, Волчьих тундр, к подножию восточных склонов которых вытаявший из льда обломочный материал поставлял по депрессиям потоки талых ледниковых вод, формируя здесь дельты; на севере и юге региона насыпные гряды возникали по берегам приледниковых озер в пределах участков менее пересеченного рельефа. При наступлении ледника в период похолодания отложения внутренней полосы были в той или иной степени деформированы.

Предполагаемый возраст маргинальных поясов. Мы располагаем ограниченным количеством данных для оценки времени формирования краевых поясов Кольского региона. Наиболее определены материалы по поясам I и II. Их мы и рассмотрим в первую очередь.

Внешняя полоса пояса I, как отмечалось, является продолжением моренных гряд полосы Тромсё-Линген. Возраст образований этой стадии в Кольском регионе точно не определен, а в Норвегии оценивается в 10 000 — 11 000 лет до н.в. [16], т.е. соотносится с похолоданием позднего дриаса. Что же касается напорно-насыпных гряд внутренней полосы этого пояса, то она могла сформироваться только в период предшествующего межстадиала — аллерёда.

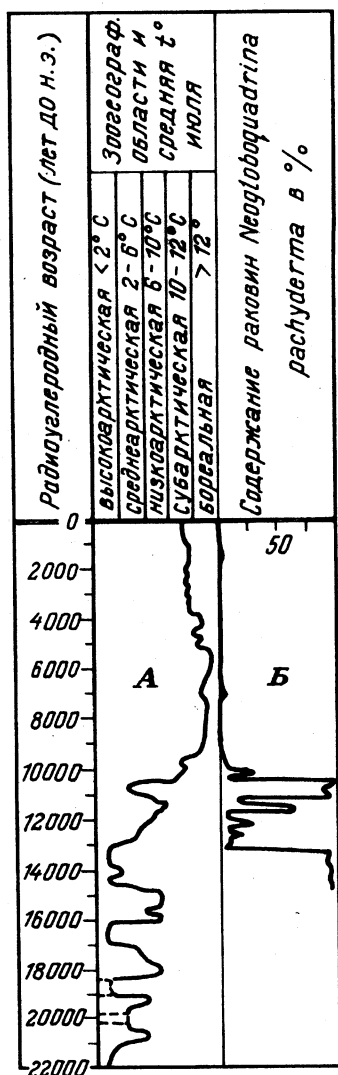


Рис. 5. Климатические изменения на протяжении позднего плейстоцена и голоцена, реконструированные по результатам палинологического изучения озерных осадков на острове Андё [3], – (А) и микрофаунистического исследования морских отложений в Норвежском желобе Северного моря [1], – (Б)
Пунктирные линии на графике А около 20 000 и 19 000 лет отвечают двум эпизодам, во время которых озеро было перекрыто материковым льдом. График Б трансформирован во временную шкалу. На нем увеличение содержания раковин *Neogloboquadrina pachyderma* (правосторонние закрученных) фиксирует похолодания

Наиболее определенным представляется аллерёдский возраст насыпных гряд вблизи вершины Кандалакшского залива Белого моря, поскольку в конце аллерёда Беломорская котловина была частично или полностью свободна ото льда [20]. В аллерёде же, судя по результатам палеомагнитных исследований ленточных глин, в долине р. Усть-Пялки существовал приледниковый водоем. Он образовался вследствие подпруживания речной долины льдом, продвинувшимся к северу в период стадийного похолодания. Сопоставление вариаций склонения и наклонения по разрезу дистальных ленточных глин Усть-Пялского озера с региональной магнитохронологической шкалой позднего валдая однозначно указывает на сходство кривых в интервале 11 600–12 200 лет назад [15]. Если учесть, что Кольский полуостров расположен севернее территории южной Карелии, для которой построена магнитохронологическая шкала, то корреляция кривых склонения и наклонения будет еще более близкой. Это дает основание соотносить краевые ледниковые образования внешней полосы пояса II (ревдозерская стадия) с похолоданием древнего дриаса, предшествовавшим аллереду, и сопоставить их с ругозерской (невской) стадией последнего оледенения, выделяемой в пределах юго-восточной окраины Балгайского щита. Приведенные данные по Кольскому региону хорошо согласуются с результатами изучения керн морских отложений из Норвежского желоба Северного моря Леманом и Кейгвиным [1] (рис. 5Б). Эти авторы, установили, что значительное потепление имело место между

~ 13 100 и ~ 11 200 лет до н.в. (похолодание позднего дриаса). Оно прерывалось двумя похолоданиями, начинавшимися около 12 500 и 11 700 лет до н.в. Во время первого из них, как отмечалось, возникла внешняя полоса гряд пояса II, а во время второго – напорная моренная гряда, расположенная вблизи юго-восточного берега Белого моря южнее гряд указанной полосы.

Оценка времени формирования внутренней и внешней полос маргинальных образований поясов III и IV в настоящее время может быть сделана весьма условно. Основой такой оценки послужат графики климатических изменений в позднем плейстоцене [1, 3] (рис. 5).

Так, стадияльная подвижка льда, вызвавшая деформации гряды Кейвы II и формирование гряд внешней полосы пояса III вероятно была обусловлена похолоданием между 14 700 и 13 400 – 13 000 лет до н.в. [1, 3], а сама Кейва II и гряды внутренней полосы этого пояса возникли в связи с потеплением, имевшим место в интервале от 14 700 до 16 100 лет до н.в. [3] Оценка возраста стадияльной подвижки вполне удовлетворительно подтверждалась материалами геолого-геофизического изучения ленточных глин на смежной территории Карелии, согласно которым продвижение ледника охватывало период от ~ 14 100 до ~ 13 200 лет до н.в. [12]. Однако новейшие исследования показали, что хронологические реконструкции в интервале 13 000 – 16 000 лет до н.в., опирающиеся на материалы по пудожскому разрезу глин Карелии, некорректны, поскольку глины указанного разреза накопились значительно позже: в конце аллерёда – начале пребореала [21].

Максимального распространения в Кольском регионе покровный ледник достиг вследствие похолодания между 16 000 и 17 000 лет до н.в., а формирование гряд внутренней полосы пояса IV было обусловлено предшествующим потеплением. Это потепление имело место либо около 17 100, либо 18 000 лет до н.в. Различие приведенных оценок объясняется тем, что небольшой перегиб кривой в интервале 17 100 – 17 700 лет (рис. 5А) может отвечать похолоданию и потеплению, подобно тому как это имеет место в интервале 12 500 – 12 900 лет, но может, вероятно, отражать и менее значительные изменения климата. При всей условности хронологической оценки максимума развития оледенения в Кольском регионе мы вынуждены подчеркнуть, что здесь явно не набирается материальных свидетельств, которые позволили бы эту оценку существенно удревнить и приблизить к таковой на южном и западном флангах последнего оледенения, а именно к 20 000 – 22 000 лет до н.в. Тем более, что гряды внутренней полосы самого древнего маргинального пояса IV, как отмечалось, сформировались в период, когда уровень Мирового океана располагался существенно выше его минимальных отметок, примерно отвечающих максимуму последнего оледенения.

Заключение

Материалы изучения краевых ледниковых образований Кольского региона показывают, что в районе исследований после достижения покровным ледником максимального распространения сформировались три пояса маргинальных образований, отвечающие трем заключительным межстадияльно-стадияльным климатическим циклам позднего плейстоцена. Эти пояса, состоящие из существенно отличающихся по составу и строению внутренней и внешней полос краевых образований, последовательно смещались во времени в сторону центрально-ледниковой области или главного ледораздела щита, тяготевшего к Скандинавским горам.

Как количество закономерно сменяющих друг друга событий в истории эволюции последнего покровного оледенения на его северо-восточном фланге, так и их возрастные оценки позволяют заключить, что ледник достиг здесь максимального распространения позднее, чем на западном или южном флангах. Действительно, в Кольском регионе установлено всего четыре стадии оледенения, отвечающих стадиям салпаусселькя, невской, лужской и, вероятно, крестецкой более южных районов развития оледенения. Маргинальные образования более древних стадий последнего оледенения в регионе отсутствуют.

Наметившийся феномен – разновозрастность краевых образований на разных флангах последнего оледенения – обусловлен, вероятно, как особенностями рельефа территории, покрывавшейся льдом, так и палеогляциологическими факторами. Раннему (около 20–22 тыс. лет назад) достижению предела распространения ледника на западном фланге способствовали Скандинавские горы, сравнительно недалеко от подножия склонов которых этот фланг и располагался. Примерно в то же время ледник наиболее далеко продвинулся к югу, поскольку центрально-ледниковая область, вероятно, тяготела к южной половине гор.

И лишь позднее, когда эта область в ходе деградации ледника на юге и западе сместилась к северу, ледник достиг предела распространения на северо-востоке, в Кольском регионе.

Авторы отдают себе отчет в том, что вопрос о синхронности или гетерохронности принимаемого большинством геологов периметра распространения последнего скандинавского оледенения нельзя считать окончательно решенным. Однако мы надеемся, что уже в ближайшее время будут получены новые и геологические, и хронологические подтверждения относительной молодости северо-восточного фланга Скандинавского ледяного щита².

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lehman S.J., Keigwin L.D. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation // *Nature*. 1992. V. 356. P. 757–762.
2. Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W. et al. // Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core // *Nature*. 1992. V. 359. P. 311–313.
3. Alm T., Vorren K.-D. Climate and plantes during the last ice age // *Plant life*. Univ. Tromsø, Tromsø Museum. – Tromsø, 1993. P. 4–7.
4. Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. Belts of Late Weichselian marginal glacial formations on the Kola Peninsula and the Belomorian depression // *Quaternary deposits and neotectonics in the area of Pleistocene glaciation*. Minsk, 12–16 May 1997. P. 74–75.
5. Yevzerov V.Ya. Deglaciation of the Kola region, Northwest Russia // *Field sympos. on glacial processes and quaternary environment in Latvia*. Riga, 25–31 May 1998. P. 68–70.
6. Ramsay W. Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit // *Fennia*. Helsingfors. 1898. V. 16. № 1 161 p.
7. Полканов А.А. Очерк четвертичной геологии северо-западной части Кольского полуострова // *Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертичного периода (INQUA)*. 1937. Вып. 3. С. 63–80.
8. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
9. Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеографии антропогена на западе Кольского полуострова. Л.: Наука, 1964. 181 с.
10. Евзеров В.Я. Специфика формирования маргинальных гряд поздневалдайского ледникового периода в условиях арктического климата // *Геоморфология*. 1996. № 2. С. 64–71.
11. Евзеров В.Я., Самойлович Ю.Г. Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // *Геоморфология*. 1998. № 1. С. 65–70.
12. Ekmann I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R. and adjacent areas // *Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines*. Field conference North Karelia, Finland and Karelian ASSR. Geol. Survey Finland. Opasguide 32; Reinio H., Saarnisto M. (eds) // *Espoo*. 1991. P. 73–99.
13. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164 с.
14. Бахмутов В.Г., Евзеров В.Я., Загний Г.Ф. и др. Условия формирования и возраст краевых образований последнего ледникового покрова на юго-востоке Кольского полуострова // *Геоморфология*. 1991. № 2. С. 52–58.
15. Yevzerov V.Ya. (Ed.). Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation // *Excursion guide*. Apatity, 1993. 66 p.
16. Andersen B.G. The deglaciation of Norway 15000–10000 B.P. // *Boreas*. 1979. V. 8. P. 79–87.
17. Jørgensen S., Tooley M.J. Sea-level changes during the recent geological past // *J. Coastal Res. Spec. Issue: Holocene Cycles: Climate, Sea Levels and Sedimentation*. 1995. № 17. P. 123–139.
18. Niemela J., Ekmann I., Lukashov A. (Eds.) Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1 000 000. Espoo: Geol. Survey Finland. 1993.
19. Glen J.W. The stability of ice-dammed lakes and other water-holes in glaciers // *J. Glaciol.* 2. 1954. P. 316–319.
20. Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Möller J.J. et al. Postglacial sea-level change at Umba, Kola Peninsula, northern Russia // *Second Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop*. Saint-Peterburg, Russia, 5–8 February 1998. P. 27.
21. Wohlfarth B.B., Brunnberg L., Bennike O. et al. The timing of the ice recession in Karelia: an unsolved question // *Second Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN) workshop*. Saint-Peterburg, Russia, 5–8 February 1998. P. 53.

² Авторы благодарны Ю.Г. Самойловичу за предоставление систематизированных им материалов по ледниковым образованиям баренцевоморского шельфа.

Summary

In the Kola region four belts of marginal formations of the Scandinavian ice sheet were formed during the Late Weichselian glaciation. These belts correspond to four interstadial cycles of the Late Pleistocene. They moved gradually towards the main ice divide situated near the Scandinavian mountains. However ice spreads a considerably larger area during each phase of stadial cooling than during previous phases of interstadial warming. The ice sheet reached its maximum in the Kola regions later than on the western or southern flanks of the Late Weichselian glaciation.

УДК 551.435.6(479.24)

© 2000 г. М.П. ЖИДКОВ

УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ КРУПНЫХ ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫХ СМЕЩЕНИЙ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ¹

В процессах формирования рельефа крупных горных сооружений и в жизни людей, обитающих в этих горах и на связанных с ними равнинах, заметную роль играют крупные обвално-оползневые смещения. Обычно они наносят большой ущерб населению. В качестве примеров можно привести не только легендарные селения, заваленные обвалами Рицы с горы Пшегишхве 250–300 лет назад [1] и обвалом озера Козенойам [2], но и недавнюю гибель селений Чорди и Хохети в Грузии в 1991 г., когда землетрясение спровоцировало многочисленные оползни и камнепады. Крупные обрушения, как правило, возникают внезапно и в неожиданных местах. Грандиозные обрушения, разрушая горное сооружение, создают новые формы рельефа и географические объекты, озерные котловины, озера и их подпруды – перемычки в узких ущельях. В горах крупные озера, подпруженные гравитационными смещениями, становятся важными хозяйственными объектами – водохранилищами, местами отдыха и ловли рыбы.

Высокие хребты, глубокие долины, тектоническая подвижность, нередкие землетрясения – все это характерно для Большого Кавказа и создает здесь внушительный потенциал для гравитационных смещений больших масс пород вниз по склонам. Многочисленные оползни и обвалы возникали при известных кавказских землетрясениях: Махачкалинском 1970 г., Рачинском 1991 г., Шемахинском и др. Велико число древних обвалов и оползней. Обвалы и оползни, имеющие линейные размеры в сотни метров, а иногда и несколько километров, подпруживают ряд современных крупных озер Б. Кавказа. Знаменитые озера Рица и Амткел, Козенойам и Абрау возникли в результате крупных обвално-оползневых смещений недавнего исторического прошлого. Крупные обвално-оползневые смещения обычно вызываются землетрясениями, но иногда возникают и без очевидных причин. Обвал, образовавший озеро Кведруло в Грузии в 1896 году и огромный Мочохский оползень в Дагестане 1963 года возникли без землетрясений. Крупные обвално-оползневые смещения могут возникать неподалеку одно от другого, а иногда даже на одном и том же месте. Так по наблюдениям М.А. Богачкина и Е.А. Рогожина [3], селение Чорди, заваленное оползнем 1991 г., было построено на древнем оползневом теле. На перемычку озера Кведрула, образованного обвалом в 1896 г., в 1991 году сошла небольшая каменная лавина.

Исследования пространственных и временных закономерностей, а также морфоструктурных условий образования крупных обвално-оползневых смещений многочисленны. Сами объекты сложные и важные, их число постоянно увеличивается, потому что выявляются неизвестные и возникают новые на наших глазах. Ниже предлагается еще одно исследование данного явления.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64359).