

ДИСКУССИИ

© *И.Л. КУЗИН*

ЭРРАТИЧЕСКИЕ ВАЛУНЫ ЕВРОПЫ

Эрратические (блуждающие) валуны представляют собой обломки горных пород, не встречающихся в той или иной местности в коренном залегании. Широко распространенные в разных регионах умеренных широт, они явились причиной появления теории материковых оледенений. Их образование обычно связывается с ледниками, неоднократно в течение четвертичного периода (квартера) покрывавшими громадные площади севера Европы, Азии и Северной Америки. Такое толкование природы эрратических валунов привело к принципиальным ошибкам в объяснении палеогеографии позднего кайнозоя и в геологическом картировании указанных территорий.

Сопоставление с топографической картой показывает, что отложения, содержащие эрратический валунно-галечный материал (мегакласты) и принимаемые за ледниковые образования, развиты не повсеместно, а только на низких равнинах. В разных регионах они имеют одинаковое положение: заполняют переуглубленные до -250 м речные долины и слагают водоразделы, высота которых редко превышает 200 м над ур. м. Как объяснить такую строгую закономерность? Если толщина ледниковых покровов действительно достигала 3-4 км, как считают сторонники оледенений, то почему тогда за пределами низких равнин следы ледниковой деятельности отсутствуют? Всем известен пример Среднерусской возвышенности, в привершинной части которой сохранилась реликтовая растительность и нет эрратических мегакластов. Считается, что ледниковый щит не смог преодолеть эту низкую (ниже 300 м над ур. м.) преграду: разделившись на два потока, он обошел ее с запада и востока и продвинулся еще на 500 км по долинам Днепра и Дона. Однако судя по разнице гипсометрических отметок коренных пород, перекрытых и не перекрытых эрратическими мегакластами, толщина льда не могла превышать здесь нескольких десятков метров. Естественно, такой маломощный ледник не мог бы продвинуться к югу ни на 500 км, ни даже на 500 м.

Приведенный пример показывает ошибочность представлений о ледниковом происхождении эрратических валунов. Главным средством их транспортировки следует признать сезонный лед рек и крупных водоемов, существовавших в новейший геологический этап. Неприятие ледово-водного (неледникового) способа транспортировки является следствием слабой изученности этого процесса. О том, что плавающий лед может переносить крупные обломки горных пород на большие расстояния, известно давно. Тем не менее сторонники оледенений априори считают, что количество и размеры переносимых им мегакластов не соизмеримы с действительным содержанием в отложениях квартера. Такая большая работа, по их мнению, под силу только ледникам. Наши исследования масштабов современного переноса валунов речными, озерными и морскими льдами и сопоставление с их содержанием в новейших отложениях показывают

ошибочность таких утверждений. В частности, полевыми наблюдениями на реках, стекающих с восточного и западного склонов Уральских гор, установлено, что в современную эпоху на прилегающие равнины выносятся громадные объемы мегакластов до 5-10 м в поперечнике. Вниз по течению рек их размеры и общее количество закономерно уменьшаются, однако и на расстоянии нескольких сотен километров от гор они все еще остаются значительными [Кузин, 2001]. Наряду с этим нами проводилось всестороннее изучение мегакластов, содержащихся в разных по составу и возрасту новейших отложениях прилегающих к Уралу равнин. Детально исследованы многие десятки проб песчаных и супесчаных (мореноподобных) отложений, определены процентное содержание, размеры, состав, окатанность, степень выветрелости находящихся в них галек и валунов. В результате было установлено, что, как и при современном переносе плавучими льдами, количество и размеры эрратических обломков в разновозрастных отложениях закономерно уменьшаются по мере удаления от гор. Их содержание изменяется от нескольких десятков процентов в непосредственной близости от скальных выходов до долей процента - на расстоянии 200-300 км и более. Полученные данные позволяют утверждать, что на равном удалении от источников сноса количество и размеры мегакластов, переносимых в наши дни сезонными льдами рек и крупных водоемов, сопоставимы с количеством и размерами мегакластов, содержащихся в «ледниковых» отложениях. Поэтому нет необходимости для их транспортировки привлекать гипотетические ледниковые покровы.

Все сведения о современной транспортировке мегакластов речными, озерными и морскими льдами относятся к регионам с достаточно суровыми климатическими условиями (К.В. Курдюков, 1957 г., оз. Балхаш; А.П. Лисицын, 1951 г. и др., Дальневосточные моря, Мировой океан; Б.С. Лунев, 1959 г., р. Кама; В.Г. Чувардинский, 1985 г., Белое море; и др.). В Западной Европе, где климат более мягкий, массового ледового разноса мегакластов в наши дни не происходит. Лед на реках и водоемах появляется здесь спорадически, только в холодные зимы. О некоторых из самых суровых зим недавнего прошлого пишет Д. Смирнов [1985]. В 859 и 1709 гг. замерзло Адриатическое море, в Венецию можно было пройти по льду. В 1011 г. льдом покрывались низовья Нила. В 1323 г. полностью замерзло Балтийское море; в 1789 г. замерзли реки Франции, на Сене толщина льда достигала 0.8 м. Часть из них приходится на волну холода продолжительностью в несколько сотен лет, известную как «Малая ледниковая эпоха» (XIII в. - середина XIX в.). В это время был возможен ледовый разнос мегакластов на реках и водоемах Западной Европы. Этой волне холода предшествовала примерно такая же по продолжительности волна тепла (VII-XII вв.), когда в Европе преобладал климат более мягкий, чем современный [Волков и Захаров, 1977].

Волны холода и тепла продолжительностью в несколько сотен лет осложняют волны большей продолжительности, которые в свою очередь являются составными частями более крупных воли. В голоцене, например, было три волны продолжительностью в несколько тысяч лет, которые привели к крупным изменениям ландшафта. В Европе и в Азии с волной холода в раннем голоцене связано перемещение границы леса и тундры к югу почти на 300 км, с волной тепла в среднем голоцене - ее продвижение почти на 1000 км к северу, а с волной холода в позднем голоцене - обратное перемещение к югу [Нейумадт, 1957].

Резкое похолодание климата началось в миоцене и с многочисленными разной продолжительности и интенсивности осцилляциями продолжается до настоящего времени. Оно привело к появлению плавучих льдов на реках и водоемах умеренных широт и ледникового щита в Антарктиде (11 млн. л. н.). Данные изотопно-кислородных, микропалеонтологических и палеомагнитных исследований глубоководных осадков океана свидетельствуют о том, что в последние 3 млн. лет было не менее 17 резких похолоданий и потеплений климата («ледниковых и межледниковых эпох») [Имбри Дж. И К.П., 1988], а за более чем 10 млн. лет их было в несколько раз больше. Сложно

построенная, эта крупная волна холода совпала по времени с крупными тектоно-эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана и оказала определяющее влияние на характер новейшего осадко- и рельефообразования.

Начало неогеновой холодной волны приходится на время накопления отложений сармата - нижнего яруса верхнего миоцена. Фауна сарматского бассейна, распространявшегося от Западных Альп до Каракумов, так резко отличается от фауны более древних отложений миоцена, что Э. Зюсс (1875 г.) предположил даже существование связи этого бассейна с полярным морем [Андрусов, 1961]. Следы похолоданий отмечаются и в плиоценовых отложениях разных стран, включая юг Франции и Италию. Как пишет А.П. Павлов [1925], среди моллюсков морских нижнеплиоценовых отложений южной Украины, северо-западной Германии, Голландии заметна значительная примесь форм, свойственных холодным северным морям. Свидетелями существования в позднем миоцене и плиоцене сезонных льдов на реках и водоемах Нидерландов (Голландии) и прилегающих районов Германии являются широко распространенные здесь галечники. Основная их масса содержится в плиоценовых аллювиальных песках и представлена кварцем, а также кремнем, халцедоном, лидитом и окремнелыми юрскими окаменелостями, принесенными с юга. Галечников так много, что они разрабатываются карьерами как строительный материал. В отложениях квартера их меньше, приносились они попеременно то с юга, то с северо-востока [Бурк и др., 1959].

Эрратические мегакласты содержатся и в неогеновых отложениях Русской равнины. В Донбассе нижний сармат представлен морскими (с фауной) и лагунно-морскими глинистыми песками с прослоями галечников и конгломератов. Сарматские отложения Приманычья содержат резко обедненный комплекс морских моллюсков и мегакласты [Стратиграфия..., 1986]. В северном Причерноморье, в непосредственной близости от южной границы «Днепровского ледникового языка», эрратические валуны залегают в отложениях нижнего плиоцена - в пресноводных и морских песках, глинах и известняках. Их транспортировку А.П. Павлов (1925 г.) связывает с покровным ледником в раннем плиоцене; по данным В.П. Колесникова (1940 г.) и других исследователей, в прибрежной части неогенового бассейна зимой образовывался лед, который и разносил мегакласты. Плиоценовые ергенинские пески низовьев Дона и Волго-Хопёрского междуречья содержат гальки и валуны кремней и кварца [Стратиграфия..., 1986]. Для отложений «Усоль-реки» бассейна Камы, содержащих богатые миоценовые комплексы семенных флор, характерны гальки уральских пород, что дало основание А.И. Москвитину (1940 г.) отнести их к нижней морене квартера. В этом районе эрратические валуны встречаются и в плиоценовых отложениях [Горецкий, 1964]. Аналогичные сведения содержатся и по ряду других районов Русской равнины.

В Западной Европе неогеновые террасы имеют высоты, близкие к 200 м над ур. м. Например, в Англии нижнеплиоценовые морские отложения и поверхности выравнивания залегают на высоте до 180 м. Во Франции (Парижский бассейн, бассейны Соммы, Роны и других рек) морские и речные отложения нижнего плиоцена слагают террасу высотой около 200 м [Махачек, 1959].

Аналогичная картина наблюдается и на юге Русской равнины, где развито несколько полигенетических поверхностей выравнивания, в которые вложена лестница террас квартера. Наиболее широко представлены две денудационно-аккумулятивные поверхности, генетически связанные с крупными трансгрессиями южных морей в неогене. Их изучением занимались многие исследователи. А.И. Спиридонов [1978] отмечает, что в обеих поверхностях парагенетически сочетаются элементы денудационного, озерно-речного и морского абразионно-аккумулятивного происхождения. Верхний уровень соответствует времени тортоно-сарматской, а нижний - понтической, кюальницкой, акчагыльской и апшеронской трансгрессий. Первый из них хорошо выражен в Приднестровье, в Нижнем Приднепровье и на Окско-Донской равнине. Ю.А. Мещеряков [1972] верхний уровень считает сарматско-понтическим, а нижний - акчагыльско-

апшеронским. Их высоты выдержаны на большой площади; на Приволжской возвышенности, например, они составляют 200-220 м и 120-160 м. По А.И. Спиридонову [1978], неогеновые поверхности имеют большой разброс высот, что связано с тектоническими деформациями. Их максимальные отметки приурочены к центральным (сводовым) частям тектонически обусловленных возвышенностей и достигают: верхняя 500 м, нижняя - 280 м. На таких водоразделах аккумулятивные части геоморфологических уровней имеют небольшие мощности или совсем отсутствуют. Максимальные их значения обычно совпадают с районами тектонических прогибаний.

Одним из районов широкого распространения неогеновых отложений и сложенных ими уровней является Окско-Донская равнина. Здесь развита мощная (до 200-220 м) сложно построенная толща речных, озерных и ингрессионно-морских отложений. Она состоит из большого числа вложенных, перекрывающих друг друга слоев и свит миоцена и плиоцена, содержащих мегакласты. Последние представлены осадочными породами, наряду с которыми в верхней части разреза присутствуют гальки и мелкие валуны кристаллических пород. Поэтому нижнюю часть разреза обычно относят к неогену, а верхнюю (по содержанию мегакластов, принесенных из Фенноскандии) - к кварталу (отложения Донского ледникового языка). Однако так считают не все исследователи. Одним из первых к выводу о неледниковом происхождении и плиоценовом возрасте отложений, содержащих валуны гранита, шокшинского кварцита и других северных пород, пришел палеоботаник П.А. Никитин (1931 г.). Изучив содержащуюся в осадках с эрратическими мегакластами семенную флору Кривоборья (Воронежская обл.), он установил, что она «носит ярко выраженный характер флоры умеренно прохладного климата и заметно скудна, согласуясь этим с особенностями миоплиоцена Западной Европы» ([Никитин, 1957], с. 19). Сторонники оледенений долгое время не соглашались с выводами П.А. Никитина, считая рассматриваемые отложения ледниковыми, четвертичными. При этом они отмечали, что моренам свойственны «преимущественно акватическая природа, слоистость, переслаивание с песками, малый размер валунов, невысокое их содержание, невыдержанная мощность, локальный характер» ([Горецкий, 1982], с. 235). Сейчас работы П.А. Никитина признаны классическими, и плиоценовый возраст отложений, залегающих стратиграфически выше окской морены, практически ни кем не оспаривается. Вместе с тем, как и прежде, подавляющее большинство исследователей разделяет представление о существовании Донского ледникового языка.

Называя принесенные издалека валуны кристаллических пород ледниковыми, сторонники оледенений не объясняют способа транспортировки валунов и галек осадочных пород, содержащихся в неогеновых отложениях. Дальность их переноса колеблется от сотен метров до десятков километров. Ю.И. Иосифова, например, пишет, что каменнобродские косослоистые пески (миоцен) «в основании содержат гальки пород карбона и келловея, принесенные на территорию Тамбовщины с севера с расстояния по крайней мере в 70 км, что свидетельствует о существовании ... транзитного стока, направленного с севера на юг» ([1972], с. 8). Из приведенной цитаты можно понять, что на расстояние 70 км эрратические мегакласты перенесены текучей водой. В другой работе этот автор [Иосифова, 1971] отмечает (со ссылкой на П.А. Герасимова), что усманские слои (нижний-средний плиоцен), представленные песками, содержат крупные шлифованные валуны кремня и известняка. Такие необычно большие для равнинных рек размеры мегакластов П.А. Герасимов объяснил транспортировкой плавающими льдами. Проведенные Ю.И. Иосифовой [1971] палеоклиматические исследования не противоречат реальности такого объяснения. По методике, разработанной В. Шафером (1946, 1956 гг.), она определила примерные значения температур в миоцене. Для каменнобродского, терновского и горелкинско-гуровского отрезков времени среднегодовые температуры составляли соответственно 15, 14 и 13 °С; средние месячные минимумы самого холодного месяца - +0.5, 0 и -1.5 °С; абсолютные минимумы - -14, -19, -20 °С; средняя продолжительность морозного периода - 104, 121 и 138 дней. Результаты этих

реконструкций палеоклиматов сходны с аналогичными данными Б.П. Жижченко по Южной России и П. Вольшtedта по Центральной Европе [*Иосифова, 1972*].

Без привлечения плавучих льдов нельзя объяснить транспортировку не только валунов, но и галек, так как равнинные реки не могут переносить обломки горных пород крупнее 2-3 мм (Л.Б. Рухин, 1969 г.). Сказанное относится к отложениям не только неогена, но и квартера. Сторонники оледенений считают, что в существенно глинистые осадки (морену) гальки и валуны приносились ледниками, а в песчаные (зандры, озы и т.п.) - бурными потоками талых ледниковых вод. Принимая такой механизм образования песчаных отложений с мегакластами, они делают принципиальную ошибку, так как потоки воды, способные переносить гальки и валуны, не могут отлагать песок и, наоборот, потоки воды, отлагающие песок, не могут переносить гальки и валуны. Следовательно, валунные пески, как и валунные суглинки, являются комплексными образованиями: мелкозем переносился и отлагался водой, а мегакласты - льдом по воде и с него попадали в осадок. Такие ледово-водные отложения широко распространены по всему разрезу новейших отложений севера Европы.

Называя эрратические валуны ледниковыми, сторонники оледенений ошибочно выделили окскую и лихвинскую (как и все другие) ледниковую и межледниковую эпохи. Это было сделано по результатам изучения лихвинского обнажения, проведенного Н.Н. Боголюбовым (1904 г.), В.Н. Сукачевым (1910 г.), В.С. Доктуровским (1930 г.), А.И. Москвитиним (1931 г.), К.К. Марковым (1937 г.), К.А. Ушко (1959 г.) и др. Материалы этих работ указывают на то, что накопление развитых здесь отложений происходило в условиях циклически изменявшегося климата - умеренно холодный климат, когда произрастали сосна, ель, береза, сменялся теплым, благоприятным для произрастания бука, граба, тисса, водяного ореха и других экзотических растений. Приповерхностные отложения с флорой умеренно холодного климата представлены здесь двумя горизонтами существенно песчаных слоистых отложений с мегакластами, разделенными крупной линзой озерно-болотных илов, содержащих остатки теплолюбивых растений. Верхний из указанных горизонтов, обогащенный валунно-галечным материалом перлювия, сильно выветрелый и поэтому имеющий бурый с разными оттенками цвет, назван мореной днепровского (максимального) оледенения [*Герасимов и Марков, 1939*]. Нижний горизонт мощностью более 30 м (наращивающая обнажение скважина не вышла из песков) сложен песком мелко- и среднезернистым, хорошо окатанным, содержащим линзы разнозернистого песка с мегакластами. Последние представлены породами разных питающих провинций. Основную массу составляют слабо окатанные гальки (щебень) «местных» пород - кремней, известняков, песчаников, кварцитов [*Ушко, 1959*], коренные выходы которых иногда удалены на 50 км и более. По составу и условиям залегания эти пески аналогичны неогеновым пескам Окско-Донской равнины, в которые как местные, так и эрратические мегакласты приносились плавучими льдами. Однако, как уже отмечалось, сторонники оледенений их транспортировку связывают с ледниками квартера. Поскольку лишённые глинистого материала пески обычно не называют мореной, было высказано предположение, что мегакласты в них попали в результате переотложения из существовавшей здесь ранее, но полностью размытой к настоящему времени морены самого древнего покровного оледенения, названного окским. По этому поводу К.К. Марков пишет: «Кристаллические валуны и гальки в песке могут находиться только во вторичном залегании и должны быть вымыты из морены: в конечном счете только ледник мог перенести их на тысячи километров от первоначального местонахождения, и самый горизонт является гляциальным, как и горизонт морены» ([*Герасимов и Марков, 1939*], с. 94).

В линзе озерно-болотных илов, разделяющей горизонты валуноносодержащих отложений, установлены остатки многочисленных (65 видов) теплолюбивых растений, из которых 25 % являются экзотами. О времени их накопления нет единого мнения. Одни исследователи считают, что они образовались в лихвинскую межледниковую эпоху,

поэтому относят их к квартеру [*Герасимов и Марков, 1939; Ушко, 1959*], другие - к неогену. П.А. Никитин (1931 г.) определил возраст лихвинской флоры как пограничный между плиоценом и кварталом. Г.А. Масляев и некоторые другие исследователи, не отрицая материковых оледенений, считают эту флору плиоценовой; на плиоценовый возраст осадков указывает и содержащаяся в них фауна остракод (определения В.А. Ивановой) [*Масляев, 1959*]. По нашему мнению, их накопление происходило в одну из теплых эпох плиоцена.

Присутствие эрратических валунов в неогеновых отложениях южной половины Русской равнины позволяет говорить о том, что их транспортировка осуществлялась плавучими льдами громадного бассейна и что по пути из Фенноскандии на юг основная масса мегакластов со льдин на дно бассейна выпадала в пределах «ледниковой зоны», чем ближе к области сноса, тем больше. Следовательно, на севере Русской равнины, как и всей Европы, палеонтологически немые отложения с эрратическими мегакластами имеют неогеновый возраст. В ингрессионный этап трансгрессии в каждом районе перенос был недалеким. С расширением площади затопления наряду с местными в осадки стали поступать обломки горных пород, коренные выходы которых находились на расстоянии в десятки, а затем и в сотни километров. Во время максимума трансгрессии, когда уровень неогенового бассейна был на 200-250 м выше современного, на равнину была вынесена основная масса эрратического материала, в том числе наиболее крупного; дальность переноса достигала 1000-1500 км. По мере удаления от источников сноса размеры мегакластов закономерно уменьшаются. Если, например, на южном берегу Балтийского моря (о-ва Рюген и Хиддензее) они достигают, по нашим наблюдениям, 5-7 м, а в 150 км южнее (район г. Фельд-берг) - 1-1.5 м, то в 350 км от моря, в долине р. Заале, не превышают 0.2 м. При движении с севера на юг количество выпадавших на дно бассейна мегакластов и их общий объем сокращались в сотни и тысячи раз.

Заслуживает внимания следующий факт: эрратические глыбы «ледниковой зоны» обычно не превышают 7-10 м; самый крупный из известных камень «Гром», найденный в окрестностях Санкт-Петербурга, имел поперечник 13 м (13.2 x 8.1 x 6.6) [*Пидопличко, 1956*]. Камни-гиганты встречаются крайне редко и располагаются недалеко от Балтийского моря, по другую сторону которого находятся коренные выходы слагающих их пород. Как и в других регионах [*Кузин, 2001*], более крупных эрратических глыб здесь нет потому, что плавучий лед, образующийся даже в самые суровые зимы, не может поднять их. Как известно, ледники могут переносить и более крупные глыбы. Их отсутствие говорит о том, что равнины умеренных широт никогда не подвергались оледенениям.

С понижением уровня Северо-Европейского бассейна в конце среднего (?) плиоцена обнажилась громадная равнина высотой около 200-250 м над современным ур. м., названная нами 200-метровой (VII) террасой. К настоящему времени она сильно размыта. В местах размывов мегакласты многократно переотлагались и, измельчаясь и сокращаясь в объеме, вошли в состав более молодых осадков, включая современные.

Литологические особенности мелкозема, в котором погребались принесенные льдом по воде мегакласты, зависели прежде всего от состава пород, слагавших берега бассейна. При размыве глин и алевроитов отлагались существенно глинистые осадки, обычно сохранявшие цвет исходных пород; сторонники оледенений называют их моренами. Переотложенные пески с мегакластами относятся к водно-ледниковым образованиям. При расчленении валуноносодержащих отложений обычно пользуются альпийской схемой деления квартера на четыре ледниковые эпохи.

Как известно, основоположниками ледниковой стратиграфии являются А. Пенк и Э. Брюкнер, которые «установили общие законы ледниковой аккумуляции и основные подразделения четвертичного периода» [*Герасимов и Марков, 1939*], с. 174). Их главные выводы основаны на материалах изучения рыхлых отложений правобережья верхнего течения Дуная у подножья Баварских Альп. Они считают, что здесь из гор на равнину

неоднократно выходили ледники, оставившие гряды конечных морен. К последним с внешней стороны примыкают покровы водно-ледниковых галечников, слагающих четыре террасы. Приняв отложения каждой из террас в качестве показателя самостоятельного оледенения, а уступы между ними - показателя соответствующего межледниковья, Пенк и Брюкнер пришли к выводу о четырехкратном оледенении Альп. По названию небольших рек - притоков Дуная, на которых изучались галечники той или иной террасы, - эпохи оледенений (и отложения) получили названия гюнц, миидель, рисе и вюрм [*Penk & Bruckner, 1909*].

Наши полевые наблюдения в этом районе (долины рек Изар и Лойзах при выходе из гор) позволяют говорить об ошибочности указанных построений. Альпийская система подразделения квартера на ледниковые и межледниковые эпохи, как и установленные ее авторами «общие законы ледниковой аккумуляции», основана на материалах изучения неледниковых отложений - пролювия, ошибочно принятого Пенком и Брюкнером за морену. На сходство этих генетически разных типов отложений и форм рельефа указывают многие исследователи. Л.Б. Рухин [*Справочное..., 1958*], например, пишет, что отложения временных горных потоков нередко так похожи на ледниковые, что их можно спутать. Как и морена, они несортированы, неслоисты, крупнообломочный материал в них имеет разные размеры и окатанность.

Кратковременные бурные горные потоки, особенно сели, являются мощным транспортным средством [*Геологический..., 1978*]. Они переносят большие объемы смытых со склонов продуктов выветривания горных пород, включая крупные камни. При выходе на равнину их скорость резко падает, в результате чего образуются конусы выноса, сложенные смесью мелкозема и разной величины и окатанности мегакластов. Основная масса последних находится в головных частях конусов выноса. По мере удаления от гор их размеры и количество убывают, осадки становятся более тонкими и сортированными. Сливаясь, конусы выноса образуют пролювиальные шлейфы, которые в виде разной ширины полос с фестончатыми краями покрывают предгорную часть равнины. Эти специфические формы рельефа, сложенные плохо сортированными водными осадками с мегакластами, Пенк и Брюкнер и приняли за ледниковые образования. Похожие на ледниковые пролювиальные отложения и формы рельефа развиты не только в этом, но и в других горных районах с близкими ландшафтными условиями. Нами они изучались в Центральной Азии - в Минусинской и Тувинской межгорных котловинах, где, как и в Альпах, их состав изменяется от мореноподобных с большим количеством мегакластов до однородных песчано-глинистых с редкими прослоями гравийно-галечного материала. Бурные горные потоки, в том числе разрушительные сели, периодически наблюдаются и в наши дни в Альпах, на Кавказе и в других горных странах. Однако выноса больших объемов мегакластов за пределы гор в современную эпоху не происходит.

Не связаны с ледниками и горизонты галечников в долинах притоков Дуная, по которым Пенк и Брюкнер установили четыре эпохи оледенений. Они представляют собой аллювий четырех цикловых террас, образовавшийся в результате перемыва отложений шлейфов подножий. По притокам Дуная террасы протягиваются высоко в горы, что противоречит их ледниковой природе. В галечниках иногда встречается фауна. И. Шефер (1953 г.) нашел в них теплолюбивых моллюсков, ставящих под сомнение их водно-ледниковое происхождение. Однако геологическая общественность не оценила критических высказываний этого исследователя, отмахнувшись от моллюсков, как от мелкого исключения из общего правила [*Имбри Дж. и К.П., 1988*].

Склоны долин в Альпах террасированы, что указывает на прерывистый характер врезания рек; некоторые исследователи называют террасы остатками днищ вложенных один в другой (обычно четырех) ледниковых трогов [*Герасимов и Марков, 1939*]. С таким объяснением их образования согласиться нельзя, так как близкая по высоте лестница террас развита в разных регионах (как горных, так и равнинных) и имеет планетарное

распространение. Среди них резко выделяются две широкие поверхности на высотах около 150-200 и 100 м над ур. р. По нашим наблюдениям, рассматриваемая «пара» террас-маркеров развита не только в Альпийских, но и в Хибинских, Уральских и Саянских горах. «Пара» аналогичных высоких террас описана в Польше, Германии, Франции, Англии, Канаде, Австралии и в других странах. Большинство авторов считает их речными террасами плиоцена или квартера. Отложения верхней террасы сильно выветрелы, иногда на них развита кора выветривания, поэтому ее образование относится к миоцену, палеогену и даже к раннему мелу [Борисевич, 1994; Махачек, 1959]. Наши исследования террас-маркеров в горах и на равнинах позволяют говорить о раннеплиоценовом возрасте 150-200-метровой террасы и эоплейстоценовом возрасте 100-метровой террасы.

Рассматриваемую «пару» террас-маркеров на склонах альпийских долин А. Пенк и некоторые другие сторонники оледенений описали как составные части троговой долины, выпаханной одним ледником. 100-метровую террасу они назвали днищем трога, а фрагменты 150-200-метровой террасы - плечами этого трога. Хотя механизм образования «плечей трога» остался не объясненным [Герасимов и Марков, 1939], представление о ледниковом рельефообразовании в горах, когда древние речные террасы ошибочно называются элементами молодой ледниковой скульптуры, нашли широкое освещение в литературе [Геологический..., 1978; Щукин, 1960].

Указанный принцип разделения квартера на ледниковые и межледниковые эпохи многочисленными последователями Пенка и Брюкнера применили при изучении валуносодержащих отложений на равнинах северной Европы, Азии и Северной Америки. При этом к квартеру ошибочно были отнесены и валуносодержащие неогеновые отложения, в результате чего его мощность на равнинах оказалась во много раз больше, чем в предгорьях Альп. Если в верховьях Дуная она не превышает нескольких десятков метров (суммарная мощность галечников четырех террас), то на севере Русской и Западно-Сибирской равнин составляет несколько сотен метров.

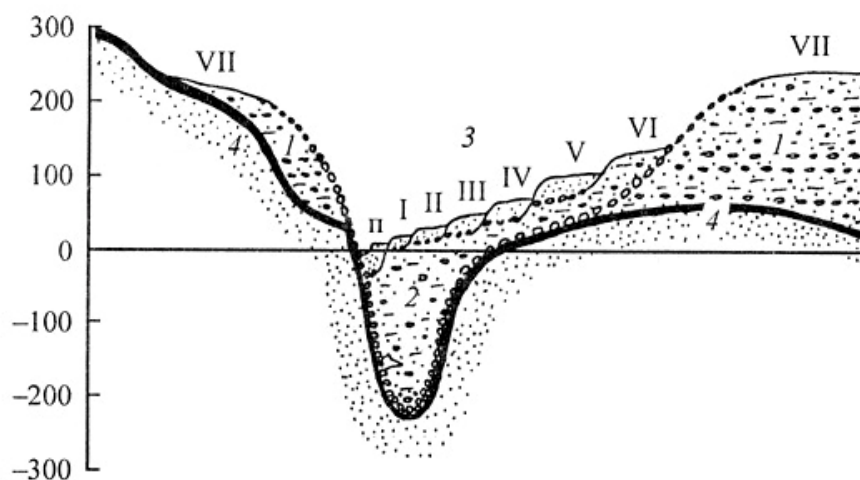


Рис. 1. Принципиальная схема взаимоотношения валуносодержащих отложений неогена и квартера.

1 — верхнемиоценовые-нижнеплиоценовые отложения 200-метровой (VII) террасы; 2 — верхнеплиоценовые-эоплейстоценовые отложения переуглубленных долин и низких водоразделов (VI террасы); 3 — неоплейстоценовые отложения V, IV, III и II морских, озерных (озеро—море) и речных террас — возрастными аналогами террасовых галечников верховий Дуная (гюнца, минделя, рисса и вюрма Пенка и Брюкнера); голоценовые отложения I и пойменной террасы; 4 — коренные породы.

В «ледниковой зоне» равнин отложения с мегакластами слагают: 1) высокие водоразделы - 200-метровую террасу; 2) переуглубленные (до -250 м) речные долины и низкие (до 120-140 м) водоразделы; 3) аккумулятивные части речных и озерных («приледниковых» бассейнов) террас высотой от 100 м над ур. р. и ниже. Последние являются возрастными аналогами изученных Пенком и Брюкнером террас предгорий Альп, поэтому только их следует относить к квартеру. Они вложены в неогеновые

отложения как переуглубленных долин, так и высоких водоразделов. Сторонники оледенений отложения переуглубленных долин считают самыми древними из новейших валуносодержащих образований. Однако нами установлено, что осадки переуглублений не подстилают водораздельную толщу, а вложены в нее (рис. 1). В сводном геологическом разрезе их место между отложениями высоких водоразделов и террасовым комплексом, возраст - поздний плиоцен [Кузин, 1970; 1981].

Сравнение литолого-фациальных особенностей, условий залегания, мощностей и некоторых других характеристик разрезов квартера и неогена «ледниковых» и «внеледниковых» областей привело автора к выводу о позднеплиоценовом возрасте отложений, заполняющих переуглубленные долины Русской и Западно-Сибирской равнин [Кузин, 1963]. К такому же выводу пришли многие другие исследователи, отрицающие ледниковую природу валуносодержащих отложений. На протяжении нескольких десятилетий сторонники оледенений выступали против удревления возраста этих отложений (И.И. Краснов, 1968г.; С.А. Архипов и др., 1971 г.; В.И. Астахов и др., 1977 г.), однако были вынуждены согласиться с ним. Постановлением Межведомственного стратиграфического комитета России от 28 января 1998 г. объем квартера увеличен за счет включения в него верхнего плиоцена с временным интервалом 0.8-1.8 млн. лет (эоплейстоцен). Теперь большая часть разреза переуглубленных долин Западной Сибири имеет эоплейстоценовый возраст, а нижняя его часть - позднеплиоценовый [Унифицированная..., 2000]. Такой возраст имеют и отложения переуглубленных долин юга Русской равнины (акчагыл, апшерон). Учитывая тектоно-эвстатическую природу изменений уровня Мирового океана, поздним плиоценом должны датироваться также и отложения переуглублений севера Русской равнины, как и всей Европы [Кузин, 1963]. С.А. Ковалевский [1951] считает, что и бореальные отложения севера и акчагыльские отложения юга характеризуются одним и тем же комплексом морской фауны. Он пишет, что акчагыльская фауна Прикаспия чужда южнорусскому миоцену и плиоцену. В Каспийский бассейн она переселилась с севера, из двух разных областей. Одна ее часть (бореальная) пришла из Баренцева моря, другая (лузитанская) - со стороны Балтийского моря. Кроме макрофауны отложения квартера европейского Севера содержат комплекс микрофауны акчагыла Прикаспия (определения Д.А. Агаларовой) и, согласно схемам Н.И. Андрусова, относятся к плиоцену.

Поскольку переуглубленные долины вложены в отложения высоких водоразделов, возраст последних в «ледниковой зоне» определяется нами как поздний миоцен - ранний плиоцен [Кузин, 1970; 1981]; по югу Русской равнины такой возраст отложений принят давно.

Новейший геологический этап «ледниковой зоны» включает следующие крупные циклы рельефо- и осадкообразования.

1. Средний (?) миоцен. Регрессия до отметок, близких к современному положению уровня моря. Формирование слабо расчлененного пологосклонного рельефа.

2. Поздний миоцен - ранний плиоцен. Трансгрессия от 0-50 м (?) до 200-250 м. Накопление валуносодержащих речных, озерных (озеро-море) или морских отложений самой высокой 200-метровой (VII) террасы, мощность которых от 0 м на участках высокого положения кровли коренных пород увеличивается до 200-250 м на участках ее низкого залегания. Не только на Среднерусской возвышенности, но и в других районах северной Европы граница максимального распространения эрратических валунов имеет отметки, близкие к 200 м над ур. м. Только на участках интенсивных новейших поднятий они увеличиваются до 400-500 м. Аналогичная картина наблюдается и в Западной Сибири [Кузин, 2001]. Во время максимума трансгрессии (ранний плиоцен) «область материковых оледенений» представляла собой громадный сезонно-замерзающий бассейн, соединявшийся с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами (рис. 2). О существовании в квартере крупного Балтийско-Беломорского морского или пресноводного бассейна писали многие исследователи [Лидопличко, 1956]. Узкая гряда

Уральских гор отделяла его от пресноводного бассейна (озера-моря), покрывавшего всю Западную Сибирь. Фенноскандия, горные массивы Великобритании, наиболее высокие участки Русской равнины в это время были островами.

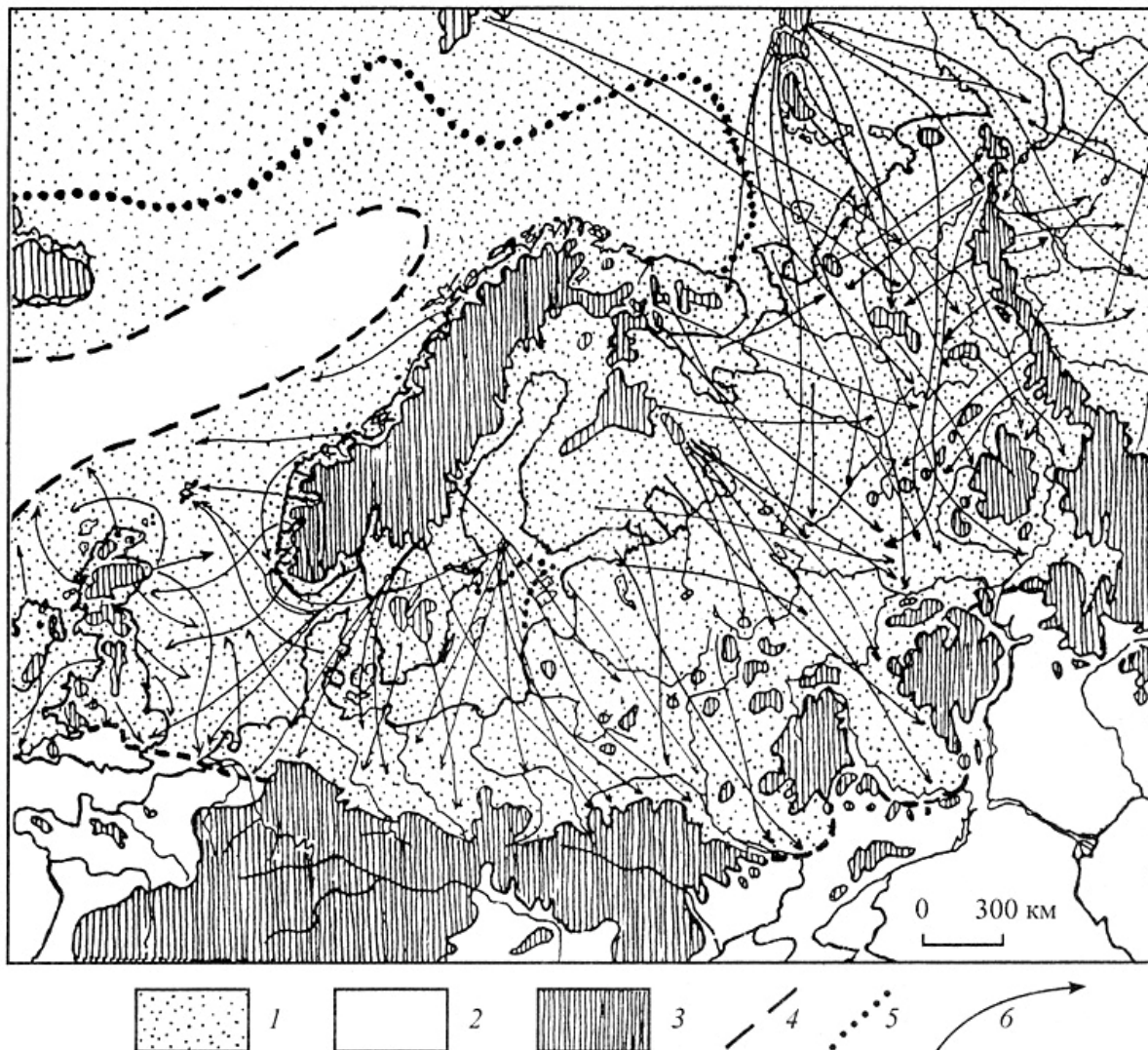


Рис. 2. Карта завершающего этапа накопления валунодержущих отложений миоцен-плиоценовой 200-метровой (VII) террасы.

Составил Кузин И. Л. с использованием материалов Апролова В. А., Вышемирского В. С., Герасимова И. П. и Маркова К. К., Геренчука К. И., Грищенко М. Н., Гросвальда М. Г., Дорофеева Л. М., Махачека Ф., Никитина С. Н., Никоновой К. И., Пидопличко И. Г., Хольтедаля У., Яковлева С. А.

1 — площади накопления валунодержущих отложений; 2 — площади накопления безвалунных отложений; 3 — суша; 4 — граница плавучих льдов; 5 — современная граница плавучих льдов; 6 — пути транспортировки «руководящих» валунов плавучими льдами.

За долгое время существования Северо-Европейского бассейна климатические условия неоднократно изменялись от очень теплых до холодных. При похолодании граница плавучих льдов смещалась к югу. Сейчас в Балтийском море она находится на широте Финского залива, а во время наибольшего в неогене похолодания располагалась почти на 1000 км южнее. В Северном море она находилась на широте Темзы и устья Рейна - здесь проходит южная граница распространения эрратических валунов. Далее на юго-запад сезонно-замерзающий бассейн переходил в незамерзающий Атлантический океан, поэтому на севере и северо-западе Франции отложения 200-метровой террасы не содержат эрратических валунов. Днепровский и Донской «ледниковые языки» представляли собой проливы из Северо-Европейского бассейна в Черное и Каспийское

моря; принесенные с севера мегакласты фиксируют в них южную границу распространения плавучих льдов. Последние выносили мегакласты не только из Фенноскандии и Урала, но и со Шпицбергена и Новой Земли, из горных массивов затопленной Великобритании, с многочисленных мелких островов Русской равнины и даже с юга на север - из бассейнов Мааса и Рейна. Пересекающиеся пути транспортировки мегакластов указывают на изменявшиеся во времени направления течений, хотя преобладающим был перенос с севера на юг. Такая картина наблюдалась и в Западной Сибири [Кузин, 2001].

К началу глобальной средне-позднеплиоценовой регрессии «область материковых оледенений» представляла собой аккумулятивную равнину, в осадках которой был заключен громадный объем мегакластов как местных, так и чуждых пород. К настоящему времени эта равнина сильно размыта, в полном объеме слагающие ее отложения сохранились только на высоких водоразделах - останцах VII террасы.

3. Средний-поздний плиоцен. Регрессия от 200-250 до -250 м. Выработка переуглубленных речных долин. При размыве валунодержущих отложений 200-метровой террасы и разных по составу пород субстрата мелкозем выносился за пределы района, а мегакласты оставались на месте, образуя горизонт обогащения (перлювий). Мощность последнего от долей метра на высоких водоразделах, где размыв был небольшим, увеличивается до нескольких десятков метров в глубоких долинах, где было размыто несколько сот метров отложений разного литологического состава. Сторонники оледенений этот горизонт перлювия называют абляционной мореной.

4. Поздний плиоцен-эоплейстоцен. Трансгрессия от -250 до 120-140 м, заполнение долин речными, озерными или морскими осадками, формирование поверхности VI террасы. В условиях ингрессионных бассейнов переотложение перлювия и разных по составу коренных пород явилось причиной образования плохо сортированных отложений. Наряду с мегакластами в них погребались блоки оползших с берега пород. Пестрые по механическому составу, резко отличные от обычных для равнин хорошо сортированных отложений, эти мореноподобные образования фиксируют крупный цикл ингрессионного осадконакопления. Они представляют собой базальный слой мощной осадочной толщи, облегающий все неровности глубоко расчлененного рельефа и имеющий скользящий позднеплиоцен-эоплейстоценовый возраст. Вскрытые современной эрозией или бурением на разных гипсометрических отметках, эти необычные водные осадки сторонниками оледенений принимаются за морены разных ледниковых эпох.

5. Неоплейстоцен и голоцен. Прерывистая регрессия от 120-140 м до современного положения уровня моря. Накопление речных, озерных («приледниковых бассейнов») или морских отложений, слагающих V, IV, III, II, I и пойменную террасы. В их базальных слоях также содержатся эрратические мегакласты, переотложенные из 200-метровой (VII) террасы.

Сопоставление событий, связанных с транспортировкой эрратических мегакластов, показывает ошибочность ряда общепринятых представлений об условиях и времени образования «ледниковых» и «водно-ледниковых» отложений и форм рельефа.

Вопреки хрестоматийным определениям, морены Русской равнины, как и всей Европы, обычно представляют собой не аккумулятивные (насыпные), а эрозионные (денудационные) формы рельефа. Ими являются водоразделы рек и ручьев, сложенные коренными породами, поверх которых залегает плащ валунодержущих отложений 200-метровой террасы. В зависимости от глубины расчленения последний сторонниками оледенений в разных частях региона относится к образованиям разных ледниковых эпох. Чем ближе к берегу моря, крупной реки или озера находится поверхность 200-метровой террасы, тем глубже она расчленена и тем больше мощность «абляционной морены». На главном водоразделе рек Балтийского, Черного и Каспийского морей, где эрозионный врез и мощность перлювия минимальные, развит моренный рельеф днепровского (максимального) оледенения. Он представлен пологосклонными холмами и грядами,

сложенными коренными породами, поверх которых местами залегают небольшой мощности (первые метры) осадки с мегакластами. Как уже отмечалось, сторонники ледниковой теории считают, что здесь была морена и более древнего, окского, оледенения, которая полностью размыта. В действительности же во время максимума неогеновой трансгрессии этот водораздел представлял собой прибрежную зону Северо-Европейского бассейна, поэтому так мала мощность рыхлых отложений, содержащих редкие, мелкие, сильно выветрелые эрратические мегакласты. По направлению к Балтийскому морю глубина вреза заметно увеличивается, увеличивается и мощность перлювия. Развитые здесь «более свежие» формы рельефа и слагающие их отложения принимаются за морену московского оледенения. Еще ближе к морю, где глубина расчленения 200-метровой террасы максимальная, находится область последнего, валдайского, оледенения.

В тектоническом отношении этот регион представляет собой наклоненную к ЮЮВ моноклираль, осложненную системой более мелких соподчиненных структур - от надпорядковых до локальных. Наряду с пликативными здесь широко распространены дизъюнктивные дислокации - разной величины разломы и зоны трещиноватости, многие из которых имеют в плане форму дуг и фестонов. Тектоническая неоднородность пород фундамента и осадочного чехла оказала большое влияние на новейшее рельефо- и осадкообразование, прежде всего на плановое положение гидрографической сети. Долины многих водотоков приурочены здесь (как и в любом другом регионе) к разрывным нарушениям или к зонам трещиноватости, поэтому имеют закономерную ориентировку. Согласно с ними ориентированы и водоразделы, состоящие из серии более мелких водоразделов - гряд, разделяющих небольшие речки и ручьи. Основу рельефа составляют крупные долины и водоразделы, образующие дугообразную полосу, вытянутую от Белого до Балтийского моря и далее на запад до Северного моря, плановое положение которых определено плавно изогнутыми системами разрывных нарушений, параллельными линиями изопахит моноклинали. Они включают много рек: от Онеги, Ваги, Сухоны и Костромы на востоке региона до Даугавы, Немана, Буга, Вислы, Варты и Одера - на западе. Эта региональная дуга закономерно ориентированных долин и водоразделов осложнена рядом тектоно-эрозионных комплексов более мелких долин и водоразделов, имеющих в плане вид резких дуг и фестонов. Дизъюнктивы одной из таких дугообразно изогнутых полос определили плановое положение западного и восточного берегов Ладожского озера, долин рек Волхов, Ловать, Шелонь, Великая, Гауя, приустьевой части Западной Двины и Рижского залива. Как видно на материалах дистанционных съемок, тектонически обусловленными являются и широко распространенные в Центральной и Западной Европе заполненные песком субширотные долины, называемые подледниковыми или приледниковыми ложбинами.

Закономерно ориентированную гидрографическую сеть, отражающую новейший структурный план региона, сторонники оледенений приспособили к нуждам ледниковой теории. Рельефо- и осадкообразование они связывают не с реально существующими физико-геологическими условиями региона, прежде всего с тектонической неоднородностью пород субстрата и современными экзогенными процессами, а с воздействием гипотетических ледников. Крупные водоразделы называют зонами краевых ледниковых образований, связанными с одной из шести стадий отступления валдайского ледника, а более мелкие - образованиями их многочисленных фаз и осцилляций. Фестончатость в расположении мелких долин и водоразделов объясняется ими не тектоническими причинами, а экзарационно-аккумулятивной деятельностью отдельных языков или лопастей ледника [*Краевые...*, 1965; *Саммет, 1963; Структура...*, 1977].

Стратификация палеонтологически немых валуноносодержащих отложений с помощью приведенного выше «геоморфологического приема» позволила сторонникам ледниковой теории толщу водораздельных осадков (аккумулятивной части 200-метровой террасы) разделить на составные части, каждая из которых имеет свой возраст. На

Средне-Русской возвышенности он определен в 400-500 тыс. лет (окская морена), тогда как на Судомской и других «островных» возвышенностях Северо-Запада - только в несколько десятков тысяч лет (валдайская морена). В действительности же эти отложения практически одновозрастны: они образовались до начала формирования средне-позднеплиоценовых переуглубленных речных долин, поэтому их возраст составляет не десятки или сотни тысяч, а миллионы лет.

Как видно из приведенного описания, в пределах 200-метровой террасы сторонники оледенений выделяют отложения четырех ледниковых эпох и сопоставляют их с гюнцем, минделем, риссом и вюрмом альпийской схемы. В отложениях переуглубленных долин и низких водоразделов, вложенных в 200-метровую террасу, они также выделяют горизонты морен - аналоги «ледниковых» отложений Пенка и Брюкнера. Действительными же возрастными аналогами галечников верховий Дуная на Русской равнине и в других регионах являются осадки террасового комплекса, завершающие разрез новейших валуносодержащих отложений (рис. 1).

Наряду с «ледниковыми» ошибочно трактуются происхождение и возраст валуносодержащих «водно-ледниковых» отложений и форм рельефа - звонцев, камов и озов, представляющих собой эрозионные (денудационные) останцы разновозрастных геоморфологических уровней. Морфология и состав слагающих их осадков изменяются в зависимости от местных условий.

При расчленении террас, сложенных преимущественно глинистыми отложениями озерного типа, образуются плосковершинные останцы, названные звонцами. Сторонники оледенений считают, что «эти формы рельефа возникли в озерных водоемах, борта которых были образованы мертвым льдом» ([Малаховский и Вигдорчик, 1963], с. 48). В действительности же они являются эрозионными (денудационными) останцами обычных (не на-ледниковых) озерных или бассейновых террас и широко распространены на поверхности и склонах останцов 200-метровой террасы - крупных островных возвышенностей Северо-Запада Русской равнины (Бежаницкой, Лужской, Судомской и др.). На существование разновысотных террас в этом регионе указывают многие исследователи, начиная с С.Ф. Егорова и Н.Н. Соколова (полевые работы 1927 г.). По мнению Н.Н. Соколова [1928], образование лестницы террас на западном склоне Валдайской возвышенности и залегающих на них ленточных глин связано со стадиями понижения уровня бассейна, затоплявшего Ильменско-Волховскую низину. Близкая по высоте лестница террас развита во всем рассматриваемом регионе и далеко за его пределами. Поэтому образование звонцев следует связывать не с гипотетическими озерами на поверхности гипотетического валдайского ледникового покрова, а с эрозионным расчленением широко распространенных здесь террас, сложенных глинистыми осадками.

Расчленение разновысотных геоморфологических уровней, сложенных существенно песчаными отложениями, явилось причиной образования разной величины и формы холмов и гряд, известных как камы и озы. Их морфология зависит от площади распространения и мощности песков, количества содержащихся в них мегакластов, высоты поверхности и уступа террасы и некоторых других причин. Изучением этих широко распространенных форм рельефа с позиции ледниковой теории занимают уже более 100 лет, однако механизм образования до сих пор не установлен. Предложено много гипотез, обязательным условием каждой из которых является ледниковый фактор: камы и озы должны быть образованы водой на поверхности ледника, внутри ледника или под ледником. Считается, что образование камов происходило в озерах, а озов - водными потоками. В действительности же, как уже отмечалось, слагающие их пески с мегакластами имеют ледово-водное происхождение. При слабом и умеренном эрозионном расчленении крупных массивов песчаных отложений вдоль высоких уступов образуются преимущественно холмы (камы), а при сильном линейном расчленении - гряды (озы). Имеются в виду гряды длиной до 10-15 км, составляющие 90% всех озов Карелии (Г.С.

Бискэ, 1955 г.). Часто ими являются узкие песчаные водоразделы между параллельно текущими ручьями и речками. Более крупные гряды длиной до нескольких десятков или даже сотен километров являются цокольными образованиями.

С поверхности камы и озы обычно покрыты несортированными валунодержущими отложениями до 3-5 м мощности. Сторонники оледенений называют их мореной, однако не могут объяснить, как ледник смог отложить моренную покрывку, не нарушив текстуры песчаных осадков. Наши исследования позволяют говорить о том, что эти мореноподобные отложения являются перлювием. Как уже отмечалось, при размыве отложений с мегакластами мелкозем выносятся, а гальки и валуны остаются на месте, образуя горизонт обогащения, который и принимается за морену. Чем выше процентное содержание мегакластов в осадках и глубже их расчленение, тем больше мощность перлювия. Разные стадии современного образования миниатюры камов, озов и перекрывающей их «морены» можно видеть в крупных старых карьерах, вскрывающих пески с мегакластами.

Возраст мореноподобных отложений, покрывающих камы и озы, охватывает интервал времени от начала расчленения исходной террасовой поверхности до наших дней. В пределах 200-метровой террасы образование «моренной покрывки», как и самих камов и озов, происходило в среднем - позднем плиоцене и квартере, а не в последние 10-20 тыс. лет, как считают сторонники ледниковой теории. Поэтому входящие в их состав валуны и гальки сильно выветрели. Камы и озы, как и перекрывающая их «морена», образовавшиеся в результате расчленения более низких геоморфологических уровней, имеют более молодой возраст.

Примером цокольных озов может служить Сальпаусселькя - гряда длиной около 500 км, расположенная на юге Финляндии и в Карелии. Мнения об ее происхождении противоречивы. Все считают ее одной из самых больших конечных морен и одновременно с этим называют водно-ледниковым образованием (по Де-Гееру, - длинная цепь озов). Она сложена песком, обогащенным мегакластами до 5 м и более в поперечнике. Важные для понимания ее природы сведения приводит И.Лейвиске (1927 г.): гряды имеют гранитный цоколь и сильно видоизменены морскими и озерными водами.

Обычно рельеф Сальпауссельки описывается как две или три параллельные друг другу гряды, представляющие собой морены отступления, образовавшиеся около 10 000 л.н. Геохронологическими исследованиями (изучение ленточных отложений) с точностью до одного года определена продолжительность остановок края ледника, необходимых для образования гряд: 225 лет для внешней гряды и 183 года - для внутренней [*Герасимов и Марков, 1939*]. Имеющиеся описания, фотографии, фрагменты геологической карты масштаба 1 : 100 000 [*Salpausselkä..., 1994*], а также материалы дистанционных съемок позволяют происхождение рассматриваемых форм рельефа объяснить с неледниковых позиций.

Автором проведено дешифрование космических снимков, включая мелкомасштабные, на которых не видны экзогенные образования. Оно показало, что плановое положение Сальпауссельки определено не стояниями края ледника, а системами разрывных нарушений, разными в разных ее частях. Восточная, большая часть, представленная двумя грядами, приурочена к дугообразным в плане глубинным разломам, разделяющим разные геологические формации и ограничивающим с юго-востока Озерное плато. Юго-западная часть связана с другой системой разломов, которая почти под прямым углом пересекает первую в 10-15 км западнее г. Лахти. Отсюда система разломов уходит на п-ов Ханко и далее в Балтийское море. На этом участке Сальпаусселькя состоит не из двух, а из трех гряд. Следует заметить, что в южной части Финляндии кроме указанных есть много других песчаных гряд, приуроченных к разломам. Автору неизвестно, связывают ли их образование с воздействием ледника. Наиболее крупными являются гряды Saaman-Kangas и Sisa-Suomen Reunamuodostuma [*Salpausselkä..., 1994*].

Последняя в виде зеркального отображения Сальпауссельки ограничивает Озерное плато с севера.

Разными исследователями роль разрывных нарушений и новейших движений земной коры в образовании озв оценивается по-разному. Одни видят в них причину появления закономерно ориентированных трещин в ледниковом покрове, к которым они приурочены (Г.С. Бискэ и др., 1971г.; Е.В. Рухина, 1973 г.). Другие отрицают оледенения и с тектоническими движениями связывают образование самих озв, которые, по их мнению, являются выраженными в рельефе узкими молодыми (голоцен?) тектоническими складками, сложенными песком с мегакластами [Чувардинский, 1998]. По мнению автора, озми являются линейно-вытянутые останцы разновозрастных геоморфологических уровней, сложенных песком с мегакластами. Их строение и форма зависят от геологических условий местности и характера протекающих на ней экзогенных процессов. Озы, плановое положение которых трассируется выступами пород субстрата, мы называем цокольными.

Гряды Сальпауссельки являются специфическими образованиями. Они представляют собой останцы 200-метровой террасы, плановое положение которых определено выступами пород субстрата, приуроченными к системе региональных разломов. Их относительная высота изменяется от нескольких метров до 70-80 м, при абсолютных отметках до 200 м и более (средние высоты 130-160 м). На некоторых участках они представлены отдельными холмами или совсем отсутствуют. Об образовании гряд в результате расчленения сложенной песком с мегакластами 200-метровой террасы свидетельствует мощный горизонт перлювия, состоящего из сильно выветрелых валунов и галек. Ширина гряд изменяется от первых десятков метров до 5 км и более. Обращают на себя внимание резкие переходы от узких к широким «разлапистым» участкам гряд. Крутые фестончатые склоны гряд указывают на ведущую роль в их образовании процессов абразии и аккумуляции озерных и морских бассейнов. Как можно судить по геологическим картам масштаба 1 : 100 000, главный этап образования гряд связан с существованием бассейна, сформировавшего 100-120-метровую террасу. На фрагментах карт районов гг. Лахти и Ураярви видно, что на широко распространенной здесь поверхности 100-120-метровой террасы находятся многочисленные «острова» - останцы 200-метровой террасы, сложенные с поверхности теми же осадками, что и гряды Сальпауссельки. На некоторых участках карта представляет собой мозаику разной величины и формы останцов 200-метровой террасы и расположенных между ними более молодых речных, озерных или морских образований, плановое положение которых определено разрывной тектоникой. На этом фоне резко выделяются магистральные гряды Сальпауссельки, приуроченные к системе региональных разломов.

Центрами материковых оледенений Европы считаются Фенноскандия и Урал, поверхности которых, по мнению сторонников ледниковой теории, сильно снижены экзарацией. Эти представления противоречат давно известным фактам широкого распространения кор выветривания мощностью до нескольких десятков метров. Развитые на Кольском полуострове (А.В. Сидоренко, 1958 г.; А.П. Афанасьев, 1977 г.), в Карелии (Г.С. Бискэ и др., 1978 г.), в Новергии [Хольтедаль, 1958], на Приполярном Урале (А.Г. Бер, 1948 г.), они являются показателями сохранности высоко поднятых древних поверхностей выравнивания. На них в ряде районов установлены реликтовые животные и растения, также указывающие на отсутствие здесь в прошлом ледниковых покровов (Н.А. Бобринский, 1951г.; Е.В. Вульф, 1944 г.; У. Хольтедаль, 1958 г.). В Норвегии, например, «даже во время наиболее сильного оледенения на побережье оставалась свободная от льдов и сравнительно невысоко расположенная над уровнем моря территория, в которой имелись необходимые для произрастания высокоразвитых растений климатические условия» ([Хольтедаль, 1958], с. 23). Эти данные позволяют говорить о том, что образование эрратических мегакластов связано не с площадной, а с линейной денудацией гор. Сезонными льдами рек они выносились в бассейн, льдами которого затем

разносились по затопленной Северо-Европейской равнине. Нами [*Генералов и Кузин, 1968*] подсчитано, что содержащийся в отложениях «ледниковой зоны» Западной Сибири гравийно-галечно-валунный материал уральских пород составляет 16-17% объема долин, пересекающих восточный склон Урала. Можно уверенно говорить, что и на Северо-Европейской равнине объем эрратического материала не превышает 15-20% объема долин обращенных к ней склонов Урала и Фенноскандии.

Таким образом, отложения равнин умеренных широт, содержащие эрратический крупнообломочный материал и принимаемые за ледниковые образования, имеют ледово-водное происхождение и неоген-четвертичный возраст. Закономерности их гипсометрического положения и площадного распространения обусловлены неоднократными крупными изменениями уровня Мирового океана и климата. Последние страницы геологической летописи представлены здесь отложениями выраженных в рельефе и на материалах дистанционных съемок террас рек, пресноводных бассейнов и морей. Признание неледниковое происхождения валуносодержащих отложений позволит уверенно и объективно проводить корреляцию одновозрастных образований и повысить точность геологического картирования.

Список литературы

1. *Андрусов Н.И.* Избранные труды, т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
2. *Борисевич Д.В.* Древние долины Западной Европы // Геоморфология. 1994. №4.
3. *Бурк Х.Д.М., Ван-Эрде Л.А., Харсвелдт Х.М. и др.* Геология Нидерландов. М.: Иностранная литература, 1959.
4. *Волков Н.А., Захаров В.Ф.* Эволюция ледяного покрова в Арктике в связи с изменениями климата // Метеорология и гидрология. 1977. №7.
5. *Генералов П.П., Кузин И.Л.* К вопросу о возрасте рельефа Северного, Приполярного и Полярного Урала // Геология и геофизика. 1968. №7.
6. *Геологический словарь*, т. 2. М.: Недра, 1978.
7. *Герасимов И.П., Марков К.К.* Четвертичная геология. М.: Учпедгиз, 1939.
8. *Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964.
9. *Горецкий Г.И.* Палеопотамологические эскизы палео-Дона и пра-Дона. Минск, 1982.
10. *Имбри Дж., Имбри К.П.* Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988.
11. *Иосифова Ю.И.* Геология СССР, т. IV. Палеогеновая и неогеновая системы. М.: Недра, 1971.
12. *Иосифова Ю.И.* Стратиграфия и палеогеография миоценовых отложений Окско-Донской низменности. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1972.
13. *Ковалевский С.А.* Место и значение ачкагыла в стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVI(1), 1951.
14. *Краевые образования материкового оледенения.* Вильнюс: Минтис, 1965.
15. *Кузин И.Л.* [О плиоценовом возрасте четвертичных отложений северных районов Западно-Сибирской низменности и Русской равнины](#) // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 220.
16. *Кузин И.Л.* [О причинах колебаний уровня Арктического бассейна в неоген-четвертичное время](#) // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозойе. Л.: Гидрометеоздат, 1970.
17. *Кузин И.Л.* [О происхождении мореноподобных отложений \(на примере Западной Сибири\)](#) // Изв. ВГО. 1981. Т. 113.
18. *Кузин И. Л.* [Эрратические валуны Западной Сибири](#) // Изв. РГО. 2001. Т. 133. Вып. 1. С. 67-76.
19. *Малаховский Д.Б., Вигдорчик М.Е.* Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на Северо-Западе Русской равнины // Тр. Комиссии по изуч. четвертичного периода. XXI, 1963.
20. *Масляев Г.А.* Новые данные о возрасте лихвинских озерных отложений // ДАН СССР. 1959. Т. 128. №2.
21. *Махачек Ф.* Рельеф Земли. Т. 1. М.: Иностранная литература, 1959.

22. *Мещеряков Ю.А.* Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972.
23. *Нейштадт М.И.* Голоцен на территории СССР // Тр. Комиссии по изуч. четвертичного периода. XIII, 1957.
24. *Никитин П.А.* Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1957.
25. *Павлов А.П.* Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы // Мемуары Геол. отд. общ. любителей естествозн., антр. и этногр. 1925. Вып. 5.
26. *Пидопличко И.Г.* О ледниковом периоде. Т. 4. Киев: Изд-во АН УССР, 1956.
27. *Саммет Э.Ю.* О связи стадияльных краевых образований Валдайского оледенения с гидрографической сетью Северо-Запада Русской равнины // Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода. XXI, 1963.
28. *Смирнов Д.* Зимы из ряда великих // Комсомольская правда. 1985. 17января.
29. *Соколов Н.Н.* Рельеф Валдайской гряды // Природа. 1928. №6.
30. *Спирidonов А.И.* Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978.
31. *Справочное руководство по петрографии осадочных пород* (под ред. Л.Б. Рухина), Т.П. Л.: ГОНТИ, 1958.
32. *Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 1.* М., 1986.
33. *Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы.* М.: Наука, 1977.
34. *Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.* Новосибирск, 2000.
35. *Ушко К.А.* Лихвинский (чекалинский) разрез межледниковых озерных отложений // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. М., 1959.
36. *Хольтедаль У.* Геология Норвегии, т. II. М.: Иностран. лит., 1958.
37. *Чувардинский В.Г.* О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации. Апатиты, 1998.
38. *Щукин И.С.* Общая геоморфология, т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1960.
39. *Penk A. und Bruckner E.* Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1909.
40. *Salpausselkä ja Sääkaudet.* Geologian tutkimuskeskus. Opas 36. Lahti, 1994.

Санкт-Петербург

Поступило в редакцию
26 марта 2001 г.

Ссылка на статью:



Кузин И.Л. Эратические валуны Европы. Известия Русского Географического общества. 2001. Том 133. Выпуск 6, с. 45-60.