

УДК 551.324.24(571.12-17)

П.П. ГЕНЕРАЛОВ, И.Л. КУЗИН

К ПРОБЛЕМЕ ОЛЕДЕНЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Обосновывается возможность объяснения генезиса илов с мегакластами («основных морен»), эрратических валунов, дислокаций приповерхностных слоев, отторженцев доплиоценовых пород в новейших отложениях, некоторых форм рельефа и т.п. без привлечения гипотезы о плейстоценовых континентальных покровных оледенениях северных равнин.

Огромный объем нового материала заставил пересмотреть многие положения историко-геологической концепции, положенной в основу изучения и картирования новейших геологических образований северных равнин. В представлениях о главных событиях позднекайнозойской истории рассматриваемых территорий определились две основные концепции. Сторонники первой из них традиционно объясняют основные особенности строения комплекса новейших отложений и форм рельефа указанных территорий, а также эволюцию ландшафтов, флоры и фауны в антропогеновое время как результат грандиозных по масштабам континентальных покровных оледенений.

Сторонники другой концепции в результате анализа новых фактов и ревизии известных ранее пришли к выводу об отсутствии в пределах равнин бесспорных следов воздействия покровных ледников и о неледниковой природе отложений, форм рельефа и дислокаций, относимых обычно к ледниковым. Снова разгорелась дискуссия по основным проблемам четвертичной геологии севера, почти прекратившаяся в конце прошлого и в первой половине текущего столетия.

Несмотря на многочисленные критические выступления в центральных изданиях против первых «антигляциалистов» 50-х годов текущего столетия, ледниковая концепция в последующие годы под давлением новых фактов не смогла остаться единственной определяющей основой, каковой она была для четвертичной геологии севера в течение многих десятилетий. Видный исследователь четвертичного периода, сторонник ледниковой концепции С.Л. Троицкий [1975] вынужден был признать, что «антигляциалистские» представления «... не только получили относительно широкое распространение в советских научных публикациях, но и стали основой стратиграфических и палеогеографических доктрин, принятых рядом научных учреждений и коллективов исследователей четвертичных отложений равнин сибирского и европейского севера... Речь идет... об определенной системе представлений, ... заслуживающей серьезного отношения и обстоятельного анализа» [Троицкий, 1975, с. 5-6].

Проблема материковых оледенений чрезвычайно многоаспектна; она вовлекает в свою орбиту огромное количество вопросов почти из всех естественных наук, в первую очередь геологических и географических. Окончательное ее решение в современных условиях изобилия разнообразных неоднозначно трактуемых фактов потребует долгого напряженного труда.

Считать эту проблему решенной во всех аспектах в пользу континентально-ледниковой концепции, как это утверждают некоторые исследователи, нет оснований.

Концепция «антигляциализма» в ее современном виде позволяет увязать всю сумму накопленных фактов в логичную и естественную картину геолого-геоморфологического развития территорий северных равнин в послемiocеновое время без привлечения представлений о покровных оледенениях этих территорий. И наоборот, развитие знаний по геологии новейшего времени, в том числе плейстоцена, вскрывает все больше внутренних противоречий континентально-ледниковой «теории».

Многие исследователи, изучавшие неоген-четвертичные отложения севера с позиций континентально-ледниковой концепции, в дальнейшем в результате обобщения и сопоставления материалов по геологии позднего кайнозоя северных и южных районов Русской и Западно-Сибирской равнин, а также по современным процессам осадко- и рельефообразования на суше и в морях средних и высоких широт вынуждены были пересмотреть ряд прежних представлений. При этом подтверждаются и уточняются новыми фактами общее похолодание и колебания климата в плиоцене-плейстоцене, а также оледенения районов горного обрамления, в частности Урала [*Генералов, 1972; Кузин, 1973; Троицкий Л., 1966* и др.]. В то же время многие объекты, рассматриваемые ранее как результаты покровного оледенения равнин, оказываются генетическими аналогами продуктов современных процессов на свободной от ледников суше и в морях средних и высоких широт, а также подобных процессов прошлого в неледниковых районах. Ниже приводится ряд фактов, сопоставлений и аналогий, которые не позволяют признать в качестве бесспорных свидетельств покровных оледенений северных равнин некоторые широко известные геологические образования новейшего времени.

«Основные морены»

Эти песчано-глинистые породы с рассеянными в них мегакластами в самых северных, приморских, районах равнин в большинстве случаев содержат характерные непереотложенные комплексы остатков микро-, и макрофауны высоко- и среднеширотных морей, и их морское (ледово-морское) происхождение не вызывает сомнений. Слои и пачки таких же пород, не содержащие в некоторых районах этой зоны остатков морских организмов, сохраняют ряд других признаков водного происхождения: слоистость, постепенные переходы к бесспорно водным, не содержащим мегакластов осадкам, диагенетические непереотложенные конкреции и другие минеральные новообразования. Как известно, значительные по мощности палеонтологически немые интервалы разрезов морских отложений встречаются во всех геологических системах.

В южном направлении содержание остатков морских организмов в рассматриваемых илах с мегакластами постепенно уменьшается до почти полного исчезновения их по всему разрезу на широтах Камо-Печорского междуречья в Предуралье, Сибирских Увалов в Западной Сибири. Однако слои и пачки этих пород, относимые здесь к моренам, сохраняют другие признаки бассейнового происхождения, характерные для подобных осадков (как содержащих фауну, так и немых) северной области нормально-морских трансгрессий. Не изменяется и положение илов в сводном разрезе каждого из осадочных циклов рассматриваемого послемiocенового комплекса. Литофациальные парагенезы этих циклов в обеих областях в основе одинаковы и зависят на каждом конкретном участке главным образом от характера палео-рельефа и состава подстилающих пород.

В области высоких водоразделов интенсивное расчленение палеорельефа, амплитуда которого в эпохи регрессий Арктического бассейна достигала величины в два раза больше современной, обуславливало обилие крутосклонных возвышенностей, архипелаговый характер ледовитых палеобассейнов в максимальные фазы трансгрессий, большую изрезанность береговых линий и соответственно обилие переотложенного материала местных пород в осадках. Значительную долю этого материала составляют продукты интенсивно протекавших склоновых процессов, сопряженных с речной эрозией, абразией, мерзлотными явлениями и воздействием припайных льдов. Склоновые отложения и

перлювиальные образования слагают здесь линзы и горизонты несортированных «мореноподобных» пород и в континентальных интервалах разреза.

Наиболее широкое развитие припайных льдов характерно для участков мелководного архипелагового моря и сильно изрезанной береговой линии. Местами толщина многолетнего припая в Северном Ледовитом океане достигает многих метров (максимально до 25 м), и лед лежит на грунте. Взламываясь, он захватывает с собой массу донных осадков. Таково же действие донного льда (при его всплывании), широко развитого на некоторых участках дна арктических морей.

Представление о частых выклиниваниях, сложных литофациальных замещениях внутри послемiocенового комплекса рассматриваемой зоны, объясняемых обычно «ледниковой» природой этих отложений, обусловлено вложенно-прислоненным характером залегания осадков более молодых циклов, по отношению к предшествующим, часто на одних и тех же гипсометрических уровнях, повторением в разновозрастных ритмах сходных по облику и генезису слоев и т.п. Отсутствие или редкая встречаемость остатков морских организмов и смешанный состав спор, пыльцы и диатомей (часто с преобладанием переотложенных древних форм), обычные для «мореноподобных» пород зоны Сибирских Увалов, характерны для современных осадков многих участков Карского моря, которое представляет собой реликт плиоцен-плейстоценового Западно-Сибирского бассейна. По С.В. Тамановой [1970], в море Лаптевых ширина зоны, где в осадках отсутствуют фораминиферы, достигает 150-200 км; прослеживается она от Хатангского залива вдоль всего побережья материка и островов. Указанные особенности распределения фауны объясняются как неблагоприятными условиями существования, так и процессам диа- и эпигенетической переработки осадков.

К югу от барьерной зоны Сибирских Увалов в илах с мегакластами встречаются непереотложенные остатки пресноводных остракод, что свидетельствует о пресноводности бассейна, отделенного от открытого моря увалами, а в периоды максимумов трансгрессий - полосой архипелагового мелководья.

Большая плотность мелкоземистой части «основных морен» по ледниковой концепции часто объясняется динамическим воздействием движущегося ледника. В таком случае непонятно, почему отторженцы рыхлых осадочных пород, находящиеся в толще «морен» и, следовательно, испытавшие динамическое воздействие ледника, не получили уплотнения и, судя по многочисленным определениям объемного веса и пористости, сохранили свои свойства [Новский, 1975]. Последнее относится и к рыхлым породам, непосредственно подстилающим «морены». Многочисленные анализы показывают, что мелкоземистая часть типичных «основных морен» обычно однородна по гранулометрическому составу, представляя собой «оптимальную» механическую смесь фракций (или приближаясь к ней), обуславливающую максимально плотную «упаковку» осадка. Добавим, что объемный вес и пористость подводной морены и айсберговых отложений Шпицбергена не выходят за граничные значения, установленные для морен Русской равнины [Новский, 1975].

В силу определенных традиций бассейновые илы с мегакластами рассматривались как ледниково-морские, айсберговые, следовательно, параллелизовались с эпохами оледенений. Однако известно, что в настоящее время во всех северных и дальневосточных морях такие «мореноподобные» осадки формируются в зонах сублиторали и литорали при воздействии ледового, а не ледникового фактора. Материалы по современным арктическим морям показывают, что грубообломочным материалом в большей степени обогащены относительно теплопроводные моря - Белое, Баренцево, Карское, тогда как наиболее ледовитые - моря Лаптевых, Восточно-Сибирское - существенно обеднены им. В связи с этим интересен приведенный С.А. Архиповым и др. [1968] следующий факт: «... морские санчуговские отложения в стратотипическом разрезе на р. Санчуговке содержат намного больше валунов и гальки, чем «мертвые» неморские валунные суглинки Белогорья» (с. 110).

А.П. Лисицын [1961], характеризуя огромную роль плавающих льдов в осадконакоплении, заключает: «...в настоящее время и несомненно в прошлом основная часть льда сосредоточена не на континентах, а в морях и океанах; кроме того, наиболее крупные континентальные и островные ледники также сгружают свой осадочный материал в море» (с. 263). Так, по данным этого исследователя, в Беринговом море плавучими морскими льдами осаждается 36 млрд. т минерального материала в год (13-13,5 км³). Суммарная площадь отложений, в составе которых участвует материал берегового припая, исчисляется по А.П. Лисицыну, десятками миллионов квадратных километров. Содержание мегакластов в осадках дальневосточных морей колеблется от 0,5-1 до 1000-1200 кг/м³ [Страхов, 1962].

К подобным выводам пришли на основе материалов по Антарктиде и Гренландии М. Шварцбах [1968] и Д. Кроуэлл [1969]. По их мнению, морены, отложенные под ледниковыми покровами этих областей, не долговечны; с исчезновением льда не будет и их в геологической летописи. Главная роль в формировании покровных осадков с мегакластами, сохраняющихся в ископаемом состоянии, принадлежит плавучим льдам. Не случайно на изданных картах четвертичных отложений на территории арктических островов, свободной от ледников, показаны лишь отложения склонового ряда и морские, а ледниковые образования отрисованы лишь незначительной каймой вокруг полей льда.

Таким образом, нет объективных оснований отрицать правомерность вывода о том, что горизонты «основных морен», перекрывающие огромные площади северных равнин, являются осадками нормально-морских и опресненных в разной степени ледовитых бассейнов, заливавших в эпохи плиоцен-плейстоценовых трансгрессий указанные территории. Эти породы находятся в закономерных парагенетических ассоциациях с другими литофациями, характеризующими различные этапы трансгрессий и регрессий арктических морей. Они не обладают какими-либо специфическими признаками, которые бы однозначно свидетельствовали об их континентально-ледниковом происхождении. Исключительная выдержанность строения полного разреза новейших отложений при однотипной последовательности наложения разнофациальных пачек, в том числе илов с мегакластами, в сходных палеогеоморфологических условиях, на огромной территории «ледниковой зоны» Западной Сибири, бассейна Печоры и некоторых других северных равнин свидетельствует о геологической одновременности формирования указанных трансгрессивных горизонтов этого разреза, то есть «основных морен», на всей площади. Это характерно для бассейновых условий осадконакопления и вряд ли может быть объяснено наступаниями и отступаниями «сухопутного» ледникового покрова.

Эрратические валуны

Представление о том, что валуны кристаллических пород в покровных четвертичных отложениях севера Западной Сибири принесены с горных обрамлений в основном покровными ледниками, несостоятельно.

Во-первых, такие валуны известны и в южных «неледниковых» районах равнины, хотя и в меньшем количестве. Во-вторых, для западной половины равнины установлено наличие галек и валунов невыветрелых уральских пород в подстилающих новейший покров олигоцен-миоценовых отложениях (валунные конгломераты в основании пельмской свиты мио-плиоцена, одиночные валуны в основании абросимовской свиты нижнего миоцена, валуны размером до 1,5 м в галечниках чаграйской свиты и линзы валунов, в том числе угловатых, в основании чиликтинской свиты олигоцена Северного Приаралья и т.д.). Верхнетретичные породы на большей части севера равнины нацело размыты, и крупнообломочный материал из них несомненно составляет значительную долю мегакластов в плиоцен-четвертичном комплексе.

В третьих, утверждение об отсутствии значительных перекрытий ареалов распространения валунов Уральского и Восточно-Сибирских «центров оледенения» вряд ли верно. Гальки окрашенных халцедонов, характерные для ареала среднесибирских и

таймырских валунов, выделенного А.А. Земцовым [1976], обнаружены повсеместно на Оби на участке от г. Ханты-Мансийска до Салехарда, то есть распространены почти до Урала. Ни на Урале, ни в платформенном доплиоценовом чехле западной половины равнины такие халцедоны в первичном залегании не известны. Не исключено, что детальное изучение мегакластов обнаружит и другие доказательства смешивания валунов. Такое явление объясняется переносом плавающими льдами в эпохи новейших трансгрессий, а не ледниковой концепцией. Подобное перекрытие ареалов разноса мегакластов установлено для современных осадков Карского моря. Так же можно объяснить давно известный факт массового заноса валунов пород восточной окраины Урала на запад, к осевой части хребта, а «западных» пород - на восток, в обоих случаях до определенных высотных отметок.

Дислокации

В последние годы важная роль в доказательстве былых материковых оледенений отводится так называемым гляциодислокациям и ледниковым отторженцам. Наиболее широко эти образования развиты в областях, где доплиоценовые отложения содержат горизонты пластичных глинистых пород и легко поддаются смятию и разрушению.

Морфология дислокаций указывает, что в своей основе они являются дисгармоничными складками нагнетания. Образование их связано с перераспределением пластичных пород, обусловленным неравномерностью давления перекрывающих осадков. Давление зависит от мощности последних, а эпигенетические изменения мощности связаны как с ростом глубинных структур, так и с поверхностными, главным образом эрозионными, процессами. Резкие перепады давления по площади в приповерхностной части платформенного чехла на севере Западной Сибири обеспечиваются контрастностью неотектонических структур и глубоким (до 500 м) расчленением послемiocенового предьямальского палео-рельефа. Привлечение ледникового покрова для объяснения высоких градиентов изменения давления [Захаров, 1968] здесь не требуется. Так, по Н.Я. Денисову [Новский, 1975], в коричневых третичных глинах деформации течения даже на глубинах 30-40 м, где давление не превышает 6-8 кгс/см², протекают с такой скоростью, что выработки буквально «запечатываются» на глазах.

На севере Западной Сибири в ядрах складок чаще всего залегают монтмориллонитовые глины талицкой свиты палеоцена или чеганской (тавдинской) свиты эоцена-нижнего олигоцена; реже встречаются другие глинистые породы палеогена и верхнего мела. Перетекание масс пластичных пород и является главной причиной образования рассматриваемой мелкой складчатости, резко отличной от типичных платформенных структур.

В плане мелкая складчатость на севере Западной Сибири группируется в дугообразно изогнутые, реже прямолинейно ориентированные полосы длиной до 50-100 км, шириной до 15-25 км. Каждая полоса состоит из большого числа мелких складок длиной до 1-2 км, шириной до сотен метров. Часто складки выражены в рельефе в виде гряд и межгрядовых понижений. До недавнего времени многие исследователи этот линейно-грядовый рельеф относили к ледниковым конечно-моренным образованиям.

Полосы мелкой складчатости связаны с валоподобными поднятиями в разрезе платформенного чехла, образованными в результате нагнетания пластичных пород. По материалам бурения и сейсморазведки амплитуды таких поднятий достигают 400-600 м, возможно, более. Они осложнены выраженными в рельефе мелкими складками, амплитуды которых достигают десятков метров.

Зоны мелкой складчатости и отмеченные валоподобные «вздутия» располагаются или на крыльях глубинных структур, образованных движениями фундамента, или под речными переуглубленными прадолинами, глубина которых в отдельные регрессивные этапы достигала 200-300 м и более. Некоторые участки складчатости, по-видимому, связаны с зонами разрывных нарушений, уходящих корнями в фундамент. Складки часто

сопровождаются многочисленными бескорневыми разрывными нарушениями, амплитуды перемещений по которым достигают десятков метров.

Возникновению и развитию бескорневых дислокаций в приповерхностной части платформенного чехла Западной Сибири, по-видимому, значительно способствует инверсия плотностей горных пород по разрезу. Объемный вес диатомитов (на значительных участках - $0,8-1 \text{ г/см}^3$), опок и трепелов эоцена значительно меньше, чем пород перекрывающего песчано-глинистого комплекса олигоцена-плейстоцена (обычно в пределах $1,8-2 \text{ г/см}^3$). По-видимому, то же можно сказать о некоторых разностях кремнистых пород верхнего мела. Механическая неустойчивость такой структуры обратного распределения плотности по глубине обуславливает развитие волнистости, которая постепенно превращается в систему куполов, или диапиров, верхняя часть которых в определенных условиях растекается в стороны [Сычева-Михайлова, 1973]. В конечном счете может сформироваться устойчивое новое расслоение с нормальным распределением плотности или с отрывом диапира от материнского пласта. Так, в районах развития соляной тектоники на отдельных участках соленосные отложения полностью выжаты, и весь объем соли вобрали в себя соляные массивы куполов. Эти явления в замедленном выражении характерны и для материалов с более высокой вязкостью. Непосредственное налегание пластичных «текучих» глин талицкой и чеганской свит на легкие кремнистые породы (соответственно верхнего мела и эоцена), характерное для большей части приуральских и центральных районов севера Западной Сибири, обеспечивает благоприятные условия для развития подобных дислокаций.

Возможно, следствием таких процессов является выпадение из нормального стратиграфического разреза опок нижнего эоцена по скв. 12 (верховья р. Казым). В смежных с нею скважинах мощность регионально выдержанного пласта этих опок составляет 50-65 м. В указанной скв. 12 они встречены в интервалах глубин 68-98 и 101-107 м (на 150-240 м выше нормального залегания их на данном участке) в чередовании с диатомитами и диатомовыми глинами среднего-верхнего эоцена. Эти «выдавленные» слои опок и диатомитов подстилаются 30-метровой толщиной после-миоценовых песков с валунами уральских кристаллических пород. По Ю.Ф. Захарову [1969], все породы, вскрытые скв. 12 до глубины около 300 м, т.е. до уровня, где должны находиться эоценовые опоки в первичном залегании, и выше, представляют собой серию огромных ледниковых отторженцев. Воздействием ледника, объясняют особенности этого разреза М.Я. Рудкевич и А.И. Волков [1959]. При современном уровне знаний по «глино-диапировой» тектонике и по геологии севера Западной Сибири нет необходимости привлекать мощный гипотетический ледник для объяснения отмеченных дислокаций, приуроченных к прибортовой зоне переуглубленной (до -220 м современных абс. отметок) предьямальской долины пра-Казыма.

На склонах возвышенностей и бортах погребенных и современных долин описанные экзотектонические дислокации осложняются широко развитыми древними и современными оползнями, а также процессами, связанными с развитием и деградацией вечной мерзлоты и сопутствующих ей подземных льдов в течение плейстоцена-плейстоцена. Суммарную картину всех этих нарушений мы наблюдаем во многих береговых обнажениях, в том числе в обрывах Белогорского Материка на Оби.

Бескорневая, в том числе диапироподобная, складчатость широко развита в песчано-глинистых рыхлых толщах в южных районах Русской и Западно-Сибирской равнин, где никто не предполагал плейстоценовых покровных оледенений. Аналогичное отмеченному выше сочетание дислокаций широко развито на территории левобережного Павлодарского Прииртышья - гравитационная складчатость в глинах чеганской свиты, диапиры миоценовых монтмориллонитовых глин, протыкающие древний аллювий, криогенные деформации [Аубекеров, Чалыхьян, 1974]. Мелкая приповерхностная складчатость в глинах и песках чеганской и куртамышской свит олигоцена с углами падения слоев до 85° известна в пределах Тургайского прогиба [Мизинов, 1967; Шуб,

1971; Илларионов, 1971], в неогеновых отложениях приаральской части Устюрта [Бронгулеев и др., 1978]. Складчатость нагнетания, во многом аналогичная развитой на севере Западной Сибири, также в сочетании с крупными древними оползнями и в сходных геолого-геоморфологических условиях широко развита в Поволжье как севернее, так и южнее границ гипотетического ледникового покрова [Дедков, Бастраков, 1967; Дедков, Малышева, 1975]. Мелкая дисгармоничная складчатость нагнетания описана в третичных и четвертичных породах в карьере марганцевого месторождения в южной части Украинского кристаллического щита [Панченко, 1969]. Число подобных примеров можно увеличить.

Помимо эпигенетических дислокаций (в которые, наряду с до-плиоценовыми слоями, обычно вовлечены наиболее древние из «основных морен» и ассоциирующие с ними другие литофации), в бассейновых осадках новейшего послелимоценового комплекса севера широко распространены синседиментогенные дислокационные структуры разнообразных размеров и морфологии. Это структуры подводного оплывания, оползания, качения пересыщенных водой разжиженных илов и песков, обычные для донных бассейновых осадков такого состава на всех широтах. В карымкарской «морене» Белогорского Материка на Оби часто встречаются крупные (до 2,5 м и более в поперечнике) концентрически-слоистые супесчано-суглинистые катуны. Слоистость во вмещающих илах облекает эти образования снизу и сверху, катуны как бы погружены в илистый осадок и перекрыты таким же. Центральные части катунов (алеврито-глинистая брекчированно-смешанная масса, супесчаные концентры) приурочены к их периферическим частям. Аналогичные образования («кольцевые структуры») известны в илистых песках новейших морских отложений Чукотки [Петров, 1966]. Концентрически-слоистые «рулетовидные» структуры подводного оползания и качения часто встречаются и в четко-слоистых алевроглинистых пачках послелимоценового комплекса низовий Иртыша и Оби в районе Белогорского Материка и его окрестностей. Интенсивному формированию синседиментационных структур оползания способствовала здесь интенсивная расчлененность и относительно крутые уклоны дна архипелаговых бассейнов, в которых отлагались указанные осадки.

По-видимому многие дислокации в прибрежных и мелководных фациях, ассоциирующих с «моренами», объясняются воздействием припайных, в том числе паковых, льдов. Интересно отметить, что следы смятий паковым льдом отмечаются в прибрежных осадках позднеплиоценового акчагыльского моря в Поволжье [Москвитин, 1957].

Нельзя не отметить попытку Ю.А. Лаврушина [1976] объяснить особенности текстур и внутренних структур «основных морен» преемственностью этих образований от деталей строения мореносодержащих нижних слоев ледникового льда. Генетическое отождествление гляциодинамических текстур и структур, наблюдаемых в краевой зоне ледников, с морфологически сходными с ними образованиями в древних «мореноподобных» илах, основанное на допущении о непосредственном переходе первых во вторые в процессе формирования «морены», несостоятельно по целому ряду позиций. Отметим лишь, что если на с. 49 автор называет «гляциодинамические» текстуры одним из наиболее характерных генетических признаков «основных морен», то на с. 109 подчеркивает, что мы вообще еще очень мало знаем об условиях, существующих в основании ледниковых покровов в их краевых частях.

Отторженцы

Выведенные «глиняной» тектоникой с глубин в несколько сот метров на дневную поверхность палеогеновые и меловые породы оказали большое влияние на формирование четвертичных отложений севера Западной Сибири, в состав которых они входят в виде мелкозема, гравийно-галечно-валунного материала и разной величины блоков и глыб. Последние многими исследователями принимаются за ледниковые отторженцы.

Следует признать, что проблема крупных отторженцев рыхлых пород, которые, по имеющимся материалам, чужды для данного района, наиболее сложна. Однако считать их перенесенными покровным ледником к месту захоронения в осадках мы не видим оснований. Сохранение огромных блоков рыхлых пород в процессе многосоткилометровой транспортировки их этим агентом без существенных нарушений сплошности и без изменений их физико-механических свойств невозможно представить.

Даже если бы каким-то неясным путем огромные отторженцы оказались захваченными ледником, они, очевидно, не смогли бы сохраниться не диспергированными до мелкозема при перемещении в теле ледника, движение которого в условиях равнинного рельефа происходит почти исключительно по законам вязкого течения. Представления о наличии пластически-глыбового скольжения отдельных пластин льда внутри ледникового покрова, выдвинутые для обоснования, в частности, возможности перемещения им отторженцев, не подтверждаются данными наблюдений и сами не могут считаться обоснованными. В.Н. Сакс [1969] при рассмотрении вопроса о Юганском отторжении с позиций последовательного гляциализма признает, что трудно допустить транспортировку льдом огромного блока рыхлых пород на расстояние до 800 км и что загадка эта до сих пор окончательно не разрешена.

В литературе о современных ледниковых щитах сведения о сколько-нибудь значительных отторженцах рыхлых пород отсутствуют. Ю.А. Лаврушин [1976] в монографии, призванной обосновать ледниковое происхождение «основных морен», вынужден признать, что проблема механизма транспортировки и переработки отторженцев ледниковым покровом может быть только намечена, а механизм образования и перемещения огромных блоков масштаба «гляциошарьяжей» еще далеко не ясен.

В свете приведенных высказываний, показателен вывод С.Б. Шацкого [1965] по Самаровскому отторженцу эоценовых опок: «... в районе Ханты-Мансийска отложения эоцена залегают на глубинах свыше 400 м. Уже один только этот факт может свидетельствовать о том, что опокovidные породы... являются ледниковыми отторжениями... Их ледниковая природа бесспорна. Никакими другими факторами невозможно объяснить перенос в ненарушенном залегании таких громадных отторженцев» (с. 217). Более веских аргументов в пользу ледникового происхождения отторженцев в посвященной им литературе в настоящее время нет.

Из вышеизложенного следует, что сами по себе отторженцы не свидетельствуют о материковом оледенении северных равнин, поскольку не доказана возможность их захвата и транспортировки ледником, и вряд ли можно найти причины, препятствующие преобразованию рыхлых пород отторженцев в теле ледника в мелкоземистый моренный материал.

Большое количество отторженцев средне-верхнеюрских глин и глауколитов в составе рассматриваемых новейших отложений характерно для изученного нами бассейна Верхней Печоры и Камо-Печорского водораздела. Юрские породы в коренном залегании в районе неизвестны, однако можно предполагать их широкое развитие здесь еще в неогеновое время. Об этом свидетельствуют «зараженность» «морен» и ассоциирующих с ними лито-фаций материалом юрских отложений и широкое развитие последних в первичном залегании на смежной территории водораздела рек Вятки, Камы и Сысолы. Интенсивному разрушению мезозойских толщ, слагающих междуречья этого района, по Н.Г. Кассину, благоприятствовали оползневые явления по краям речных долин и уступов возвышенностей, сложенных этими породами. Обычно верхняя глинисто-мергельная толща междуречий в указанных геоморфологических условиях находится в виде оползней. Н.Г. Кассин этим объясняет, что в недолгий промежуток геологического времени снесены и уничтожены толщи мезозоя на громадных площадях. Очевидно, подобные процессы, усиливаемые абразией, термоабразией и другими явлениями в эпохи крупных трансгрессий, интенсивно протекали и в неогене-плейстоцене, когда

рассматриваемые районы представляли собой архипелаговые участки бассейнов, в осадках которых и захоронялись оползни древних пород.

Подобные блоки юрских, меловых и палеогеновых пород характерны для прибрежных фаций морского акчагыла (верхний плиоцен) Поволжья. Здесь известны блоки аптских глин мощностью до 5 м и длиной в несколько десятков метров, включенные в песчаные глины, содержащие рассеянные гальку и валунчики меловых и палеогеновых пород. А.Д. Архангельским в районе г. Вольска в немых песках, условно отнесенных к акчагылу и залегающих на высоте 100-130 м, описана громадная глыба палеоценовых опок и сенонского мела, представляющая собой целый отторженец. Уместно также вспомнить «отмечавшийся еще А.Н. Мазаровичем в 1936 г. факт переотложения на дне акчагыльского моря целых пластов юрских горючих сланцев с фауной, очевидно, подхватывавшихся у крутых подмываемых берегов льдами, разносившими их по морю...» [*Москвитин, 1957*, с. 18].

Возможно, такова же история некоторых отторженцев верхнемеловых и палеогеновых пород на севере Западной Сибири, выведенных в свое время на поверхность в результате тектонических движений и глиняного диапиризма. В литературе многочисленны сведения о переносе крупных глыб современными плавающими льдами. Так, на сравнительно мелком (площадью 3,3 км X 6,5 км) плавающем ледяном острове в Арктике американские исследователи обнаружили обломки скал высотой до 15 м [*Дайсон, 1966*]. Возвышаясь над водой не больше 7-8 м, подобные плоские острова, размеры которых в Арктике достигают 35 км X 20 км, по-видимому, могут переносить значительные блоки при глубинах бассейна не более 100 м. Число фактов и сопоставлений, подобных приведенным, может быть увеличено во много раз. Объективный анализ их позволяет утверждать, что приповерхностные дислокации и отторженцы рыхлых пород на севере рассматриваемых равнин находят естественные объяснения в воздействии ряда неледниковых факторов и не могут служить доказательствами покровного оледенения этих территорий. Все сказанное, очевидно, относится к подобным же образованиям, широко развитым на равнинах севера Европы.

Формы рельефа и геоморфологические уровни

В рельефе северных равнин отсутствуют следы ледниковой деятельности. Формы, которые интерпретировались как камы, озы, конечные морены и т.д., по своему внутреннему строению, морфологии, закономерным пространственным связям с палеогеографическими и морфоструктурными элементами и границами оказываются эрозионными, абразионными и термоабразионными останцами рельефообразующих, обычно песчаных, толщ, эрозионно-мерзлотно-тектоническими и другими неледниковыми образованиями. Внутренняя часть «камов» и «озов» слагается горизонтально наложенными песками, алевритами и глинами, а перекрывающие их по склонам суглинки оплывин и других склоновых образований, сформировавшиеся после расчленения этой рельефообразующей толщи на останцы, резко несогласно срезают поверхности наслоения и часто трактуются как морены.

Ю.П. Пармузин [*1973*], описывая формирование камов в результате мерзлотно-эрозионных процессов, приходит к выводу, что наличие камового рельефа скорее отрицает, чем подтверждает древнее оледенение. Во многих случаях за ледниковые формы принимались аналогичные современным прибрежно-морские косы и пересыпи эпох трансгрессий, бугры пучения и т.д.

«Экзарационные» формы - «друмлины», «бараньи лбы» и т.п. - отсутствуют на изученной нами территории севера Западной Сибири, Урала и Предуралья. В горной полосе остались не экзарированными участки ничем не бронированных площадных кор выветривания. Сохранились такие формы, как «болваны» или «торы» - каменные столбы, возвышающиеся над плоскими нагорьями на 30-40 м [*Генералов, 1973*].

В последние годы появилось значительное число публикаций, в которых погребенные долины прарек, врезанные в досреднеплиоценовые породы, тракуются как «долины ледникового выпахивания». Изучение этих форм и выполняющих их осадков противоречит такой трактовке. Продольные профили тальвегов прадолин закономерно понижаются к северу, то есть к приемному бассейну, уровень которого в предьямальское время (средний плиоцен?) понижался до -300 м современных абсолютных отметок. Во многих основных чертах эти прадолины аналогичны пред-акчагыльским переуглубленным прадолинам Понто-Каспийского бассейна.

С представлением о покровных оледенениях не согласуется ярусность рельефа, более или менее четко выраженная как в «неледниковых», так и в «ледниковых» областях Западно-Сибирской и Русской равнин [Генералов, 1975; Кузин, 1963 и др.]. Ступени рельефа, или геоморфологические уровни образуют единую на всех широтах систему, от террас современных речных долин до наиболее высоких (280-320 м абс. выс.) междуречных поверхностей выравнивания. Для каждого из основных уровней характерны свои сочетания (с учетом широтной палеогеографической зональности) более мелких элементов и форм наложенного и выработанного рельефа, тип строения разреза рельефообразующих отложений и их распространение, ход современных процессов осадко- и рельефообразования.

Из единства системы следует, что главная причина формирования ее также едина. Особенности распространения уровней, строения и состава рельефообразующих коррелятных им осадков и ряд других фактов свидетельствуют о том, что такой причиной явились трансгрессии и регрессии Арктического бассейна в пределы современной суши. Каждая из рассматриваемых ступеней, отражая периоды относительно стабильного положения уровня моря, является бассейновой террасой, закономерно сопрягающейся с соответствующей лагунно-аллювиальной и речной. В современном рельефе наблюдаются в основном уровни регрессивного ряда, поскольку террасы трансгрессивных фаз (до максимумов трансгрессий) либо погребены под осадками, либо переработаны абразией при последующих наступаниях и отступаниях бассейна.

Наиболее высокие из междуречных уровней имеют плиоценовый и ранне-среднечетвертичный возраст. Хорошая морфологическая выраженность их в большинстве районов «ледниковой» зоны и отсутствие на их поверхности достоверных морен и элементов ледниковой скульптуры противоречат представлению о перекрытии этих территорий ледниковыми покровами.

Изложенное выше и многочисленные геолого-геоморфологические материалы по северным равнинам позволяют утверждать, что север Западно-Сибирской и Печорской равнин в плиоцен-четвертичное время не покрывался льдами покровных материковых ледников. Новейшая геологическая история этих (и других) северных равнин определялась в основном трансгрессиями и регрессиями Арктического бассейна. Современной моделью палеогеографических условий, имевших здесь место в эпохи максимумов трансгрессий, может служить физико-географическая обстановка, которую мы наблюдаем в области Новой Земли и прилегающих к ней акваторий Карского и Баренцева морей. Эти представления не менее правомерны, чем традиционная континентально-ледниковая гипотеза, если накопленный к настоящему времени огромный разносторонний материал анализировать с позиций не «ледниковой», а общей рациональной геологии. Окончательное решение многих дискуссионных вопросов потребует большого многолетнего труда.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л. [Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валунодержущих отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении.](#) - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., «Наука», 1968, с. 98-112.

Аубекеров Б.Ж., Чалыхьян Э.В. Кайнозой зоны канала Иртыш - Караганда. Алма-Ата, «Наука», 1974. 108 с.

Бронгулеев В.Вад., Пшенин Г.И., Розанов Л.Л. О механизме формирования рельефа восточного чинка плато Устюрт. - «Геоморфология», 1978, № 2, с. 52-59.

Генералов П.П. [О речных террасах Северо-Сосьвинского и Ляпинского Урала в связи с проблемой плейстоценовых оледенений](#). - В сб.: Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972, с. 25-47 («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та», вып. 52).

Генералов П.П. Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения. - В кн.: Материалы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья. Тюмень, 1973, с. 5-131 («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та», вып. 71).

Генералов П.П. Ярусность рельефа междуречий Западной Сибири и некоторые аспекты ее геологического анализа. - В кн.: Материалы по геологии мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1975, с. 94-129 («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та», вып. 101).

Дайсон Д.Л. В мире льда. Л., Гидрометиздат, 1966, 232 с.

Дедков А.П., Бастраков Г.В. Экзотектоническая складчатость Русской платформы. Казань, изд-во Казанского ун-та, 1967, 67 с.

Дедков А.П., Малышева О.Н. К вопросу о генезисе гляциодислокаций. - В кн.: Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М., «Наука», 1975, с. 187.

Захаров Ю.Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири. - «Геология и геофизика», 1968, № 6, с. 148-155.

Захаров Ю.Ф. О проблеме четвертичных оледенений Западной Сибири. - В сб.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Часть 1. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 84-97.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск, изд-во Томского ун-та, 1976, 344 с.

Илларионов А.Г. Новейшая тектоника. - В кн.: Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Кн. 2, М., «Недра», 1971, с. 203-229.

Кроуэлл Д. Отложения с рассеянными мегакластами как показатель климата. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1969, с. 69-83.

Кузин И.Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири. - В кн.: Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 330-339 («Труды Всесоюз. нефт. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та», вып. 225).

Кузин И.Л. О возрасте морен на Полярном Урале. - В сб.: Материалы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья. Тюмень, 1973, с. 142-145 («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та», вып. 52).

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., «Наука», 1976, 238 с.

Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 232-284.

Мизинов Н.В. О происхождении мелкой складчатости в палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы по геологии и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., «Недра», 1967, с. 96-99 («Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та», вып. 5).

Москвитин А.И. О нижней границе плейстоцена в Европе. - «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 4, с. 3-22.

Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. М., «Наука», 1975, 236 с.

Панченко Н.А. Мелкая складчатость и неотектонические нарушения на Грушевском карьере марганцевых руд. - В сб.: Марганец. Добыча, обогащение и переработка. Тбилиси, 1969, № 3, (16), с. 14-20.

Пармузин Ю.П. Имитация древнеледниковых форм современными рельефообразующими процессами в тундролесьях Сибири. - «Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка», 1973, № 6, с. 13-23.

Петров О.М. [Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова](#). М., «Наука», 1966, 290 с.

Рудкевич М.Я., Волков А.И. О природе дизъюнктивных дислокаций третичных отложений Казымского района в Нижнем Приобье. - «Советская геология», 1959, № 5, с. 149-152.

Сакс В.Н. Значение трудов В.И. Громова в развитии четвертичной геологии Сибири. - В сб.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Часть 1. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 3-10.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. М., изд-во АН СССР, 1962, 574 с.

Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., «Недра», 1973, 137 с.

Таманова С.В. [Видовой состав современных фораминифер как индикатор гидрологического режима арктических морей](#). - В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометиздат, 1970, с. 199-203.

Троицкий Л.С. О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде. - В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966, с. 202-209.

Троицкий С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. М., «Наука», 1975, 163 с.

Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965, с. 206-217.

Шварцбах М. Признаки древних оледенений. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 64-69.

Шуб В.С. Проявление олигоценовой тектоники в Южном Зауралье. - В сб.: Материалы по геоморфологии Урала, М., «Недра», 1971, с. 85-86.

Ссылка на статью:



Генералов П.П., Кузин И.Л. **К проблеме оледенений севера Западной Сибири.** Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. нефт. ин-та, вып. 146, Тюмень, 1979. С. 10-25.