

И.Л. КУЗИН

МИФЫ И РЕАЛИИ УЧЕНИЯ О МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЯХ



И.Л. КУЗИН

**Мифы и реалии учения
о материковых оледенениях**

Санкт-Петербург
2013

УДК 551.338:551.45(292.48:292.511)

Кузин И.Л. Мифы и реалии учения о материковых оледенениях. СПб.: Издательство СЗНИИ «Наследие», 2013. 178 с.

ISBN 978-5-903030-11-8

В книге критикуются представления сторонников ледникового учения, согласно которым определяющая роль в осадко- и рельефообразовании равнин умеренных широт принадлежит материковым оледенениям. С неледниковых позиций рассматриваются проблемы происхождения валуносодержащих отложений, отторженцев, складчатости нагнетания и рельефа Западно-Сибирской и Русской равнин. Книга рассчитана на широкий круг географов и геологов и может быть использована как учебное пособие в высших учебных заведениях.

Табл. 1, рис. 40, список лит. – 118 назв.

ISBN 978-5-903030-11-8

© И.Л.Кузин, 2013

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава первая. Учение о материковых оледенениях и его критика	5
Глава вторая. Современный перенос мегакластов плавающим льдом.	34
Глава третья. Эратические мегакласты в дочетвертичных отложениях	41
Русская равнина и равнины Западной Европы	41
Западно-Сибирская равнина	48
Глава четвертая. Площадное распространение эратических мегакластов	57
Русская равнина	57
Западно-Сибирская равнина	58
Глава пятая. «Ледниковые отложения»	63
Глава шестая. «Последнее оледенение» на северо-западе Русской равнины	77
Глава седьмая. «Ледниковый рельеф»	93
Геоморфологические уровни	93
Западно-Сибирская равнина	93
Русская равнина	102
Формы рельефа	118
«Камы и озы»	119
«Рельеф курчавых скал, бараньих лбов»	125
Глава восьмая. «Ледниковые дислокации и отторженцы» ..	131
«Ледниковые дислокации»	132
«Ледниковые отторженцы»	143
Западно-Сибирская равнина	143
Русская равнина	151
Глава девятая. «Центры материковых оледенений»	153
«Скандинавский центр оледенений»	153
«Уральский центр оледенений»	156
«Карский центр оледенений»	163
Заключение.	169
Список литературы	171

История развития представлений о новейшей палеогеографии равнин умеренных широт представляет собой историю борьбы двух противоположных точек зрения – борьбы сторонников и противников учения о материковых оледенениях. Она подробно освещена в зарубежных и отечественных публикациях, поэтому нами в главе 1 дается лишь краткий обзор этих представлений. Более подробно взгляды исследователей на палеогеографию того или иного региона, на происхождение тех или иных отложений и форм рельефа рассмотрены в соответствующих главах.

Как известно, гипотеза материковых оледенений зародилась и разрабатывалась в Западной Европе, после чего получило признание и развитие в России. Об этом свидетельствуют как публикации 19-го – начала 20-го веков, так и многочисленные иностранные термины, используемые отечественными исследователями при характеристике осадков и рельефа «ледниковой зоны» – морены, камы, озы, зандры, друмлины, ленточные глины, курчавые скалы, бараньи лбы и др. В Западной Европе были разработаны и принципы стратификации «ледниковых отложений», применяемые в России. В предлагаемой читателю книге автор показывает ошибочность учения о материковых оледенениях, применение которого на 100 лет задержало развитие четвертичной геологии и геоморфологии в нашей стране.

Автор выражает глубокую благодарность В.М. Черневичу, дружеская помощь которого позволила посетить многие «ледниковые объекты» европейского Севера и подготовить рукопись к печати.

Учение о материковых оледенениях и его критика

Для объяснения широкого распространения эрратического валунно-галечного материала (мегакластов) на равнинах северной Европы в первой половине 19 в. было предложено две гипотезы – дрейфовая и ледниковая. Согласно первой, перенос мегакластов осуществлялся плавучими льдами, второй – материковыми ледниками. Гипотезу дрейфта в течение нескольких десятилетий развивали и защищали от нападок сторонников материковых оледенений известные английские ученые Ч. Лайель (1830), Ч. Дарвин (1839), Р. Мурчисон; последний в 1829 г. ввел в науку термин «дрейфт». Их выводы основывались на материалах наблюдений за современным переносом валунов и галек морскими льдами. Так во время плавания на корабле «Биггль» в южной Атлантике, где много плавучих льдов, Ч. Дарвин (1831–1835 гг.), увидев льдину, переносившую каменную глыбу около 4 м в поперечнике, написал: «Если таким образом из тысяч или десятков тысяч айсбергов только один переносит валун, то дно южного полярного моря и берега его островов должны мало-помалу оказаться усеянными множеством чужеродных валунов, соответствующих эрратическим валунам северного полушария» ([25], с. 566).

Гипотеза материковых оледенений основана на материалах наблюдений за переносом каменного материала горными ледниками в Альпах. Чтобы объяснить широкое распространение эрратических мегакластов на равнинах, расположенных к северу от Альп, было высказано предположение, что в недавнем прошлом ледники выходили далеко за пределы гор, где и оставили прине-

сенные валуны и гальки (И. Венец, 1821; Ж. Шарпантье, 1834; Ж. Агассис, 1841). После того как было установлено не альпийское, а скандинавское происхождение этих мегакластов, было высказано предположение, что центр материкового оледенения находился не в Альпах, а в горах северной Европы, в то время совершенно не изученных. За прошедшие с тех пор полтора столетия никаких доказательств этого предположения не было получено, однако о горах Фенноскандии, как о центре материковых оледенений Европы сторонники ледникового учения пишут как об установленном факте.

В течение нескольких десятилетий середины 19 в. шла борьба представителей дрейфовой и ледниковой гипотез. Сторонники материковых оледенений не смогли привести серьезных доказательств ледникового происхождения эрратических валунов. Своих оппонентов в существовании бывших материковых оледенений они убедили, связав с ними образование некоторых форм микрорельефа. На скальных выходах горных пород в Альпах они нашли полированные поверхности с покрывающими их бороздами и связали их образование с воздействием движущихся ледников. Затем аналогичные формы микрорельефа они нашли в Шотландии, Англии, Германии и убедили исследователей этих стран отказаться от гипотезы дрейфта. После этого ледниковая трактовка образования полированных поверхностей и борозд на поверхностях твердых горных пород, а вместе с ней и в целом ледниковое учение получили широкое признание [107]. И хотя вскоре была установлена ошибочность этих утверждений и доказана тектоническая природа полированных скал (зеркала скольжения) и борозд на них, движения ледниковой гипотезы вперед было уже не остановить. После работ О. Торреля в Швеции (1872), Д. Гейки в Шотландии (1874) и П.А. Кропоткина в Финляндии (1876 [39]) постепенно все большее число исследователей равнин севера Европы, а затем и Азии и Северной Америки в качестве главного фактора новейшего осадко- и рельефообразования стало признавать льды материковых оледенений.

Как известно, основоположниками ледниковой стратиграфии являются А. Пенк и Э. Брюкнер [117], которые, по словам

К.К. Маркова, установили «общие законы ледниковой аккумуляции и основные подразделения четвертичного периода» ([23], с. 174). Их главные выводы основаны на материалах изучения рыхлых отложений на правобережье верхнего течения Дуная у подножия Баварских Альп. По мнению этих исследователей, ледники неоднократно выходили из гор на Мюнхенскую наклонную равнину, где оставили гряды конечных морен. К этим грядам 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**, А. Пенк и Э. Брюкнер пришли к выводу о четырехкратном оледенении Альп. По названию небольших рек – правых притоков Дуная, на которых изучались галечники той или иной террасы, эпохи оледенений (и отложения) получили названия гюнц, миндель, рисс и вюрм. Со временем и на равнинах северной Европы, в том числе на Русской равнине, сторонники ледникового учения «нашли» отложения и формы рельефа четырех ледниковых эпох, соответствующих ледниковым эпохам Альп.

Наши полевые наблюдения на Мюнхенской предгорной равнине (долины рек Изар и Лойзах при выходе из Альп на равнину) позволяют говорить об ошибочности альпийской системы подразделения квартера на ледниковые и межледниковые эпохи. Установленные А. Пенком и Э. Брюкнером «**общие законы ледниковой аккумуляции и основные подразделения четвертичного периода**» основаны на материалах изучения не ледниковых отложений, а отложений временных горных потоков (пролювия), ошибочно принятых ими за морены.

Кратковременные бурные горные потоки, особенно сели, являются мощным транспортным средством. Они переносят большие объемы смытых со склонов продуктов выветривания горных пород, включая крупные глыбы. При выходе на равнину их скорость резко падает, в результате чего образуются конусы выноса, сложенные смесью мелкозема и 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 подножий, которые в виде разной ширины полос с фестончатыми краями покрывают предгорную часть равнины. Эти специфические формы рельефа, сложенные водными плохо сортированными, содержащими megaklastы осадками, А. Пенк и Э. Брюкнер приняли за ледниковые образования (морену). На сходство названных генетически разных типов отложений и форм рельефа указывают многие исследователи. Как пишет Л.Б. Рухин [98], отложения временных горных потоков нередко так похожи на ледниковые, что их можно спутать. Как и морена, они не сортированы, не слоисты, крупно-обломочный материал в них имеет разные размеры и окатанность. Эти отложения широко распространены в районах с засушливым климатом. Нами они изучались в бассейне верхнего течения Енисея – в крайних частях Минусинской и Тувинской межгорных



Рис. 1. Пролувий мореноподобного облика. Тува, 1956.

котловин. На рис.1 показаны отложения головной части конуса выноса, а на рис. 2 – окраинной его части.

Не связаны с ледниками и горизонты галечников в долинах притоков Дуная, по которым А. Пенк и Э. Брюкнер установили четыре эпохи оледенений. Они представляют собой аллювий четырех цикловых террас, которые по притокам Дуная протягиваются высоко в горы, что противоречит их ледниковой природе. В террасовых галечниках Альп 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 [31].

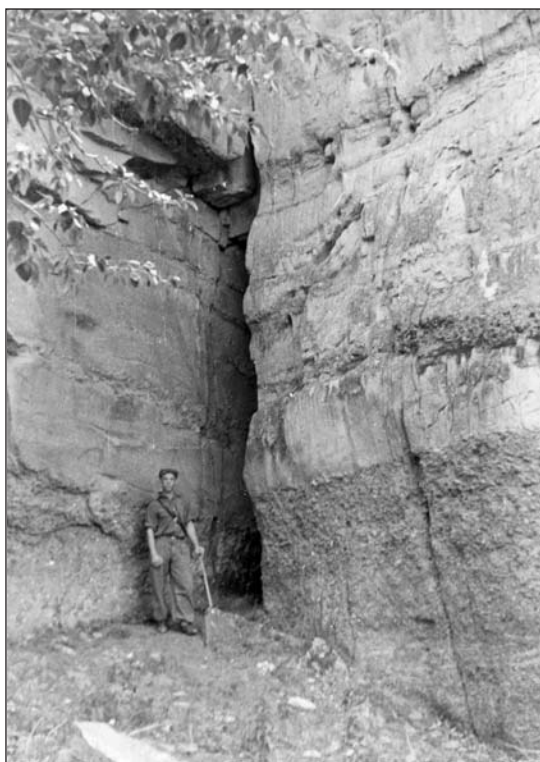


Рис. 2. Разные по составу пролювиальные отложения: грубые мореноподобные (темные) и более тонкие (светлые). Тува, 1956.

Как пишет С.А. Яковлев [116], к середине 20 в. ледниковая гипотеза была подтверждена бесчисленными исследованиями во многих странах и из гипотезы превратилась в прочно обоснованную теорию. Это высказывание известного сторонника материковых оледенений следует понимать так, что ледниковое учение стало общепризнанным. Общепризнанным, но не доказанным. Под бесчисленными исследованиями С.А. Яковлев понимает количество пунктов, в которых были описаны так называемые ледниковые отложения и формы рельефа. Однако их ледниковое происхождение как было, так до настоящего времени и остается не доказанным.

Долгое время в нашей стране существовал и сейчас еще существует негласный запрет на критику учения о материковых оледенениях. С этим негативным явлением автор знаком не понаслышке – в течение многих лет работы, связанной с проблемой материковых оледенений Западно-Сибирской и Русской равнин и прилегающих гор, постоянно ощущал жесткое давление сторонников официально признанного учения. С запретом инакомыслия в науке пришлось познакомиться еще во время учебы на 4 курсе Географического факультета Ленинградского университета, когда в 1954 г. перед преподавателями и студентами кафедры геоморфологии с докладом выступил палеозоолог из Киева И.Г. Пидопличко. В процессе изучения расселения фауны, а затем и изучения четвертичных отложений он пришел к выводу об ошибочности теории материковых оледенений. Научная общественность страны эти его представления встретила в штыки, назвав реакционными. Преподаватели кафедры — специалисты в области материковых оледенений профессор М.А. Лаврова и доцент О.М. Знаменская предупредили нас о вреде его учения, хотя на лекциях и практических занятиях мы не слышали от них, что у ледниковой теории есть противники. Доклад заинтересовал аудиторию, были вопросы. Непонятной осталась причина умалчивания нашими преподавателями существования противников ледникового учения. В это время на факультете работали такие известные географы и геологи, как С.В. Калесник, С.С. Кузне-

цов, Л.Б. Рухин, З.А. Сваричевская, Н.М. Синицын, В.Б. Сочава, С.С. Щульц, которые говорили нам, что по тому или иному вопросу в науке существуют разные точки зрения.

Проблемой материковых оледенений автор занимается с 1957 г. В 1953 г. было открыто первое в Западной Сибири Березовское месторождение газа и Министерство геологии дало задание Нефтяному институту (ВНИГРИ) на труднодоступной территории севера равнины найти участки, благоприятные для постановки сейсморазведочных и буровых работ на нефть и газ. Для этого в институте была создана Салехардская экспедиция, в которую на второй год ее работы были приняты геоморфологи – выпускники Географического факультета ЛГУ, в том числе и автор настоящих строк. За несколько лет до начала работ экспедиции север Западной Сибири был покрыт геологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000. В соответствии с господствовавшими научными представлениями, на составленных картах четвертичные отложения и рельеф этой громадной территории были показаны преимущественно как ледниковые и водно-ледниковые образования.

Уже в первый сезон полевых работ у автора появились сомнения в правильности отнесения содержащих гальки и валуны отложений к ледниковым образованиям. Эти сомнения были высказаны сотрудникам экспедиции, признававшим материковые оледенения на изучаемой территории. После жарких споров было принято решение пригласить в экспедицию работавших в наших районах геологов-съемщиков, чтобы вместе с ними обсудить появившиеся у нас вопросы.

На совместном заседании присутствовали сотрудники НИИГА Н.Г. Загорская, Ю.Н. Кулаков и С.Л. Троицкий и ВСЕГЕИ М.Н. Бойцов и Ф.А. Каплянская – все выпускники нашей кафедры. Сопоставление полевых дневников и карт показало, что речь идет об одних и тех же обнажениях, осадки которых геологи-съемщики считают ледниковыми, а мы – ледово-водными. Наши оппоненты не могли объяснить, почему в монотонной толще темно-серого глинисто-песчаного мелкозема с рассеянными гальками и валунами, относимого ими к морене, содержатся тонкие горизонтальные

прослой чистого белого песка. Эти параллельные слойки песка не могли образоваться внутри ледника, и тем более отложиться в горизонтальном положении после его таяния. Не получив удовлетворивших нас объяснений, мы обратились за помощью в альма-матер – на нашу кафедру. Институт выделил автобус и под руководством доцента О.М. Знаменской и уже усвоившего азбуку ледникового учения однокашника Д.Б. Малаховского в конце мая 1959 г. мы в течение нескольких дней осматривали обнажения «типичной морены» Ленинградской области.

На Карельском перешейке у пос. Сосново и на р. Мга у пос. Мга нам показали морену, похожую на мореноподобные отложения севера Западной Сибири. Мелкозем в ней в разной степени сортирован и слоист, содержит местные и эрратические мегакласты. На темно-сером фоне местами отчетливо видны тонкие горизонтальные слойки светло-серого мелкозернистого песка. В обнажении на р. Мга в некоторых горизонтах единой толщи содержится морская фауна, поэтому плохо сортированные, мореноподобные отложения, содержащие фауну, считаются морскими, а такие же отложения, не содержащие фауны, – континентальной мореной.

В долине р. Тосна у пос. Саблино, где с 1921 г. находится база учебно-полевой практики студентов Ленинградского (Санкт-Петербургского) университета и где мы проходили полевую практику, в качестве морены нам был показан базальный горизонт аллювия широко распространенной здесь третьей надпойменной (бассейновой) террасы. Он залегает на высоком цоколе, сложенном палеозойскими глинами, песками и известняками, и представлен темно-серым глинисто-песчаным мелкоземом, содержащим гравийно-галечно-валунный материал местных осадочных и эрратических кристаллических пород. Мощность горизонта до 1,5–2,0 м. Вверх по разрезу мегакластов становится меньше и отложения базального горизонта постепенно переходят в осадки аккумулятивной части террасы – светло-серый песок с редкими гальками и валунами. Сотрудники кафедры эту террасу называют «плато», сложенное палеозойскими породами, а залегающие на плато валуносодержащие отложения базального горизонта аллю-

вия - мореной. Мы не согласились с такой трактовкой ее геологического строения, на что О.М. Знаменская сказала, что мореной эти отложения называются со времени образования кафедр.

По мнению преподавателей кафедры, на прилегающей к Балтийскому морю территории нет ни морских, ни речных отложений и террас – здесь повсеместно распространены разные по высоте плато, сложенные палеозойскими породами, на которых залегают ледниковые и водно-ледниковые отложения. В 20-х годах прошлого века самые высокие террасированные поверхности региона на манер плато Парижского бассейна стали называть «плато» – Силурийское (ныне Ордовикское) и Карбоновое плато. Затем и более низкие выровненные поверхности были названы «плато». Даже самые низкие террасы предглинтовой полосы Финского залива К.К. Марков [73] называет плато – Кураловское, Куровицкое, Крикковское плато. Естественно, залегающие на поверхностях таких «плато» плохо сортированные отложения базального горизонта террасового аллювия называются мореной, а перекрывающий его хорошо сортированный аллювиальный песок – флювиогляциалом. Как будет показано далее, эти ошибочные представления прививаются и современным студентам.

Разные по высоте «плато» рассматриваемого региона сторонники ледникового учения считают реликтами палеозойского рельефа, почти в неизменном виде сохранившимися до наших дней. По этому поводу К.К. Марков пишет следующее. «Плассеобразное залегание горизонта морены, облекающей возвышенности, сложенные в основе палеозойскими отложениями, в большинстве случаев дает возможность установить доледниковый возраст этих возвышенностей.... Доледниковый возраст рельефа нужно понимать как огромный промежуток времени между отложениями среднего девона (в ряде случаев нижнего кембрия) и плащом морены» ([73], с. 38). Эти взгляды разделяются другими сторонниками ледникового учения [68]. Мы считаем их ошибочными. «Доледниковый» рельеф региона был сформирован не в палеозое и мезозое, а в новейший геологический этап при определяющей роли тектоно-эвстатических колебаний уровня Мирового океана

[52, 55]. Неоднократные крупные изменения гипсометрического положения главного базиса денудации явились причиной резких преобразований рельефа, формирования высоких террасированных водоразделов и древних глубоких речных долин. В неогене глубина эрозионного расчленения достигала здесь, как и на других равнинах Севера, 400–500 м. В этих условиях реликты палеозойского рельефа не могли сохраниться. Поэтому возраст широко распространенных абразионно-аккумулятивных террас (так называемых плато) рассматриваемого региона следует определять не по палеозойским породам цоколя, а по рыхлым осадкам их аккумулятивных частей. Развитые на разной высоте, они имеют и разный возраст, выходящий за рамки не только последнего (валдайского) оледенения, как считают сторонники ледникового учения, но и всего «ледникового периода» (квартера).

Как известно, плато представляют собой пластовые равнины, нацело сложенные терригенными или вулканогенными породами определенного возраста. Например, плато Парижского бассейна до самой поверхности сложены известняками палеогенового возраста. В отличие от настоящих плато, «плато» северо-запада Русской равнины являются скульптурными (цокольными) террасами. На срезанной абразией или эрозией поверхности палеозойских пород здесь залегают осадки аккумулятивных частей разных по высоте террас – в той или иной степени глинистые пески неогена и квартера, содержащие гравийно-галечно-валунный материал. Сказанное относится как к самой высокой в регионе плиоценовой террасе («Ордовикское плато»), так и к более низким плейстоценовым и голоценовым морским и речным террасам.

Собственные названия «плато» (Ордовикское, Карбоновое и др.) содержат “генетическую” ошибку. Как известно, время образования форм рельефа определяется по возрасту самых молодых из слагающих их отложений. Это могут быть как изверженные (вулканические плато), так и осадочные (континентальные и морские) отложения (например, плато Устюрт). На Северо-Западе же названия даны по палеозойским породам цоколя террас, образовавшимся за сотни миллионов лет до современного геологи-

ческого этапа, когда были сформированы аккумулятивные части этих террас. В монографии по новейшей палеогеографии этого региона, составленной под редакцией академика И.П. Герасимова [89], описаны «плато», сложенные: 1) ордовикскими известняками, 2) карбоновыми известняками, 3) пермскими породами, 4) породами кембрия, 5) породами кембрия и палеозоя. Аналогичным образом названы и разделяющие их «низины», сложенные: 1) кембрийскими глинами, 2) девонскими породами, 3) мезозойскими породами, 4) кайнозойскими породами. Указанные «недоразумения» в названиях плато и низин не случайны — они отражают взгляды сторонников оледенений на их происхождение. Вместо реально существующих абразионно- и эрозионно-аккумулятивных террас с палеозойским цоколем и кайнозойскими осадками аккумулятивных частей террас, они пишут об образовавшихся в палеозое плато.

До Западной Сибири автор в течение четырех полевых сезонов работал во «внеледниковых» областях — на восточном побережье Камчатки, в горах Сихотэ-Алиня, в Минусинской и Тувинской межгорных котловинах. Наряду с описанием коренных пород занимался изучением рыхлых отложений. В частности, в составе экспедиции Ленгидроэнергопроекта изучал отложения, слагающие берега будущих водохранилищ Красноярской и Саяно-Шушенской гидроэлектростанций. При высоте плотины Красноярской ГЭС в 100 м береговая линия водохранилища располагается на стыке Минусинской котловины с окружающими горами. Высота плотины Саяно-Шушенской ГЭС, расположенной при выходе Енисея из Саянских гор в Минусинскую котловину, составляет 300 м. Береговая линия ее водохранилища уходит вверх по Енисею за Саянские горы, где проходит вдоль окраин Тувинской котловины. Главными объектами полевых работ здесь были отложения речных террас и широко распространенных конусов выноса временных горных потоков (пролювия). Опыт изучения этих разных по литологическому составу, возрасту и происхождению рыхлых отложений в южных, «внеледниковых» областях, включая и мореноподобные разности, пригодился в работе на Севере.

До середины прошлого столетия изучением областей «материковых оледенений» занимались преимущественно ученые-одиночки, маршруты которых обычно проходили по долинам рек. В 50–70 гг., в связи с открытием месторождений нефти и газа на севере Западно-Сибирской и северо-востоке Русской равнин, им на смену пришли крупные коллективы специалистов, проводившие площадные геологические, инженерно-геологические, мерзлотные и другие исследования. Это было золотое время в освоении слабо изученных регионов Севера, где многолетними комплексными исследованиями занимались сотрудники ВНИГРИ, НИИ-ГА, ПНИИСа, ВСЕГИНГЕО, Геологического ф-та МГУ, Второго гидрогеологического управления, Главтюменьгеологии, Воркутинского и Архангельского геологических управлений и ряда других организаций. Большую помощь в изучении этих труднодоступных территорий оказали материалы геофизических и буровых работ. Кроме этого, по распоряжению руководства Главтюменьгеологии в каждом из многочисленных сейсморазведочных отрядов Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского геофизических трестов проводились попутные геологические наблюдения. Они заключались в отборе проб приповерхностных отложений на гранулометрический, минералогический, спорово-пыльцевой, диатомовый и другие виды анализов. Пробы отбирались из взрывных скважин, пробуренных по определенной сетке на глубину 15–30 м. В течение нескольких лет были отобраны и исследованы тысячи проб, что позволило равномерно по площади изучить состав и строение новейших отложений, как в долинах рек, так и на водоразделах. По «ледниковой зоне» Западной Сибири материалы попутных геологических наблюдений были обобщены и изложены в «Отчете о результатах исследований приповерхностных отложений на территории деятельности Ханты-Мансийского геофизического треста Главтюменьгеологии». Авторы И.Л. Кузин и Г.И. Мурзина. Фонд ТГУ, Тюмень, 1966 г.

Результатом этого этапа исследований явилось отрицание материковых оледенений на севере Западно-Сибирской и северо-востоке Русской равнин [10, 27, 40, 80 и др.]. Было установ-

лено, что для объяснения происхождения новейших отложений и рельефа этих территорий нет необходимости привлекать катастрофический по своей природе ледниковый фактор, так как и в современную эпоху здесь наблюдаются создавшие их физико-геологические процессы.

Критика основ ледникового учения привела к замешательству его сторонников. «Появление ортодоксальных и умеренных антигляциалистических взглядов в 60–70-х годах 20 в., почти через сто лет после утверждения теории покровных оледенений (1872–1876 гг.), может показаться забавным анахронизмом, не заслуживающим пристального внимания. Однако эти представления не только получили относительно широкое распространение в советских публикациях, но и стали основой стратиграфических и палеогеографических доктрин, принятых рядом научных учреждений и коллективов исследователей четвертичных отложений равнин сибирского и европейского севера... Они учитываются при создании крупных геологических сводок, составлении обзорных геологических, геоморфологических, неотектонических карт и даже некоторых учебников» ([104], с. 5–6).

Сторонники материковых оледенений всячески препятствуют распространению антиледниковых взглядов. Особую нетерпимость к инакомыслию проявляют кафедры геоморфологии Географических факультетов Ленинградского (Санкт-Петербургского) и Московского университетов и отделы четвертичной геологии и геоморфологии академических институтов, прежде всего Института географии АН СССР и Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Руководимые ими журналы не принимают к печати статьи, ВАК не утверждает диссертаций, содержащих критику ледникового учения. Ниже приведены некоторые примеры сказанного.

В 1960 или 1961 г. в стенах Географического общества в Ленинграде проходило совещание, посвященное проблемам оледенений Северо-Запада. На нем трем докладчикам нами был задан один и тот же вопрос: какова была мощность ледника максимального оледенения в районе Ленинграда и как она определялась?

Ответы были такие – 750, 1500 и 3000 м; ни один из докладчиков не смог объяснить, как были получены эти цифры. Подводя итоги заседания, председательствовавшая профессор М.А. Лаврова «отчитала» меня за то, что своими «провокационными» вопросами поставил докладчиков в затруднительное положение. За такие вопросы на лекции в университете она поставила бы мне двойку (Мария Алексеевна была руководителем моей дипломной работы, посвященной четвертичным отложениям и новейшей тектонике Камчатки). Правильным надо считать ответ – 3 км. Пришлось напомнить ей, что по подсчетам метеоролога А.И. Воейкова в центре оледенения мощность ледника должна была составлять не менее 18 км, иначе он не смог бы дойти (растечься) до Киева [14]. Следовательно, в районе Ленинграда его мощность должна быть гораздо больше 3 км. Последовал ответ: расчеты Воейкова неверны; советские ученые (кто именно – не сказала) определили, что в центре оледенения мощность ледника составляла 4 км. Вот так, даже за «инакомыслящий» вопрос ставится двойка.

Работая в Ханты-Мансийском геофизическом тресте, автор имел возможность глубже познакомиться с материалами сейсморазведки и бурения. Оказалось, что сложно построенные складки, подобные широко известным в Западной Сибири «малоатлымским гляциодислокациям», встречаются не только в приповерхностных отложениях, но и на глубине 1,5–2,0 км. Из-за несовершенства геофизической аппаратуры временные сейсмические разрезы таких участков обычно считались браком. С появлением новой аппаратуры на них стали видны резкие изменения мощностей некоторых горизонтов мела и палеогена и резкие наклоны отражающих границ, указывающие на проявление «глиняной тектоники» (см. гл. 8). В отличие от обычных структур, в образовании этих сложно построенных складок наряду с глубинными тектоническими движениями принимают участие и внутричехольные процессы – пластические дислокации в толщах песчано-глинистых отложений. В результате изучения материалов сейсморазведки автором была написана статья о том, что так называемые гляциодислокации имеют тектоническое происхождение – являются

складчатостью нагнетания (глиняными диапирами). Она была отправлена в журнал «Геология и геофизика» (Сибирское отделение АН СССР), в котором печатались статьи и по проблемам материковых оледенений. Продержав около года, редколлегия журнала вернула статью с письмом. В нем она похвалила статью и без каких-либо пояснений рекомендовала отправить ее в другой научный журнал. Это – лучшая из форм отказа в публикации статьи. Обычно же редколлегии присылают отрицательные отзывы, в которых белое называется черным. Примером может служить реакция редколлегии академического журнала «Геоморфология» на нашу критическую статью.

В библиотеке Ханты-Мансийского геофизического треста автор нашел морфоструктурные карты из диссертаций Л.К. Зятковой, А.Н. Ласточкина и В.Б. Полкановой, защищенных на звание кандидат геолого-минералогических наук. В геофизический трест они были отправлены, чтобы показать практическую значимость проведенной авторами работы, чтобы выделенные ими объекты были подтверждены сейсмическими методами. Следуя теоретическим разработкам академика И.П. Герасимова и сотрудников руководимого им Института географии АН СССР, авторы диссертаций провели структурно-геоморфологические исследования перспективных на нефть и газ районов Западной Сибири и составили карты, на которых показали выделенные ими морфоструктуры, рекомендованные для проведения на них детальных работ. Геофизики треста не обратили внимания на эти рекомендации. Чтобы оценить эффективность работ указанных авторов, нами было проведено сопоставление выделенных ими объектов с детальными структурными картами осадочного чехла, составленными по материалам сейсморазведочных и буровых работ Главтюменьгеологии. Вопреки утверждениям авторов диссертаций о якобы высокой (70–85%) эффективности проведенных ими исследований, ни одно из нескольких десятков выделенных ими локальных поднятий не совпало с поднятиями, установленными детальными работами. Результаты проведенного сопоставления карт были изложены нами в статье, отправленной в журнал «Геоморфология».

На статью был получен отрицательный отзыв сотрудника Института географии АН СССР доктора наук С.К. Горелова. При встрече он объяснил, почему написал такой отзыв. В статье критикуются не столько исследования специалистов морфоструктурного анализа Западной Сибири, сколько результаты многолетней работы его института. Сотрудники института во главе с его директором и главным редактором журнала «Геоморфология» академиком И.П. Герасимовым разработали «быстрые, дешевые и эффективные» методы поисков геологических структур в нефтегазоносных областях. Эти разработки используются и совершенствуются в разных научных организациях страны, по результатам работ защищаются кандидатские и докторские диссертации. Поэтому статью о нулевой эффективности работ указанных авторов, а значит и многолетних работ Института географии АН СССР печатать нельзя.

После этого статья была отправлена в Президиум АН СССР с просьбой, чтобы посторонние лица сопоставили карты указанных диссертантов со структурными картами Главтюменьгеологии. Если изложенные в ней факты подтвердятся – опубликовать в журнале «Геоморфология». Этого сделано не было – автору был прислан еще один отрицательный отзыв, написанный кандидатом и доктором наук – специалистами морфоструктурного анализа. Дальнейшие действия были бесполезны – коррупция. На защиту «нового направления в географии», если понадобится, встанут десятки кандидатов и докторов наук, выросших на хлебах теоретических разработок академика И.П. Герасимова и сотрудников его института. Члены редколлегии журнала «Геоморфология», находящегося при Институте географии АН СССР, поддерживают тех авторов, которые положительно оценивают их разработки, и не принимают к печати статьи, содержащие критические высказывания в их адрес. Такая «связь академической науки с производством» дорого обходится государству.

В 1963 г. во ВНИГРИ автор защитил кандидатскую диссертацию на тему «Новейшая тектоника севера Западной Сибири». На нее было получено два отрицательных отзыва оппонентов

ВАКа – члена-корреспондента АН СССР В.Н. Сакса (Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР) и доктора геолого-минералогических наук К.В. Никифоровой (Геологический институт АН СССР). В.Н. Сакс являлся признанным авторитетом в области четвертичной геологии. Разработанная им стратиграфическая схема была положена в основу легенд карт четвертичных отложений Западной Сибири. В диссертации мной критиковались палеогеографические представления В.Н. Сакса. В своем отзыве он написал следующее: «Выводы, предлагаемые автором, несомненно, являются самостоятельными, отличаются новизной и оригинальностью и показывают, что автор способен критически подойти к полученным им данным личных наблюдений и литературным материалам и переработать их под углом зрения собственных взглядов. Некоторые из выводов представляются достаточно основательными и имеют неоспоримую ценность для познания геологии Севера Западной Сибири. Таковы выводы о роли тектонической трещиноватости в формировании глядцевого рельефа, сложенного дочетвертичными породами, данные о новейших структурах. Несомненно, положительно надо оценить Карту новейшей тектоники и методику ее составления, Карту энергии рельефа, характеристику современного структурного плана низменности. Сказанное, казалось бы, дает все основания считать, что автор рецензируемой работы вполне достоин присуждения ему ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Он показал в своей работе и эрудицию, и способность к самостоятельным оригинальным выводам, и умению подбирать литературный материал и вести полевые исследования. Вместе с тем, поражает крайняя тенденциозность автора в освещении рассматриваемого материала, не сумевшего, например, увидеть ледниковые образования там, где они, по мнению рецензента, очевидны. Поэтому объективного читателя, сколько-нибудь знающего исходный материал, никак не могут убедить основные выводы автора об отсутствии следов четвертичного оледенения в Западно-Сибирской низменности, о неогеновом возрасте отложений бореальной трансгрессии, об эвстатической природе коле-

баний уровня моря на севере низменности в неоген-четвертичное время».

Как видно из приведенной цитаты оппонента ВАКа, диссертация хорошая, но она написана без учета ледникового фактора, поэтому автору в присуждении ученой степени нужно отказать. Следует заметить, что сегодня уже никто не связывает крупные колебания уровня моря в антропогене с местными тектоническими движениями, как считал В.Н. Сакс. И отложения так называемой бореальной трансгрессии не считаются четвертичными: залегающая в переуглубленных речных долинах Севера нижняя часть их разреза, давно уже официально отнесена к неогеновым образованиям.

Отрицание автором материковых оледенений и выделение морских и речных террас на севере Западно-Сибирской и Русской равнин, самая высокая из которых имеет неогеновый возраст, у К.В. Никифоровой (второго оппонента ВАКа) вызвали резкое осуждение. По ее мнению, такой подход к сопоставлению возраста отложений, исходя «из их геоморфологических уровней залегания, не может считаться грамотным не только для кандидата наук, но и для студента-геолога старших курсов».

Экспертный совет ВАКа единогласно (31 чел.) «завалил» диссертацию, назвав ее безграмотной, порочащей советскую науку. Члены Президиума ВАКа единогласно (17 чел.) утвердили ее.

Многое из того, что В.Н. Сакс и К.В. Никифорова считали ошибочным в моей кандидатской диссертации, нашло подтверждение в работе местных геологов. В настоящее время на севере Западно-Сибирской и северо-востоке Русской равнин выделяется серия морских и речных террас, в том числе неогеновых, образованных в результате эвстатических изменений уровня моря. Коллективы местных геологов отрицают материковые оледенения, что нашло отражений на составленных ими картах. Например, тюменскими геологами под редакцией автора с неледниковых позиций составлены и на Картфабрике ВСЕГЕИ изданы многие десятки листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 центральной и северной частей Западной Сибири.

Описанная история с прохождением в ВАКе кандидатской диссертации повторилась и после защиты автором докторской диссертации, посвященной новейшей тектонике Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (1975 г.). ВАКом она была отдана на дополнительный отзыв сотруднику Геологического института АН СССР Ю.А. Лаврушину. Этот «теоретик» учения о материковых оледенениях, не знающий ни геологического строения, ни новейшей тектоники, ни нефтегазоносности Западной Сибири, написал отрицательный отзыв. Все его критические замечания были вызваны тем, что в работе обойден вниманием ледниковый фактор. Члены Президиума ВАКа поняли, что оппонент не является специалистом в рассматриваемых в диссертации вопросах, не пошли у него на поводу и утвердили диссертацию. В этой истории и доктор наук Ю.А. Лаврушин, и чиновник ВАКа, отдавший ему диссертацию для написания отрицательного отзыва, нарушили этические нормы ученого.

Совсем другое отношение в ВАКе к диссертациям, написанным сторонниками ледникового учения.

Д.Б. Малаховский свою кандидатскую диссертацию посвятил рассмотрению проблем материкового оледенения Северо-Запада. Стараниями К.К. Маркова и И.П. Герасимова на Географическом факультете МГУ без защиты кандидатской диссертации ему сразу была присуждена ученая степень доктора географических наук. И ВАК не возражал против этого – в соответствующем его подразделении судьбу диссертаций решают представители Географического факультета МГУ, декан которого К.К. Марков был научным руководителем диссертанта, и Института географии АН СССР, директор которого И.П. Герасимов был одним из официальных оппонентов на защите.

Принципиально новым в этой диссертации было выделение неизвестных ранее форм рельефа – «звонцев», представляющих собой сложенные красно-бурой тонкослоистой глиной холмы, широко распространенные на водоразделах Северо-Запада (район г. Бокситогорска). Д.Б. Малаховский [69] назвал эти глины осадками озер, в течение нескольких тысяч лет якобы существо-

вавших на поверхности валдайского ледника. При таянии льда озерные глины проецировались на подстилающую морену, в результате чего были образованы многочисленные столообразные возвышения относительной высотой до 40–50 м, длиной и шириной от первых сотен метров до 20 км. Такая трактовка осадко- и рельефообразования самых высоких (выше 200 м) водоразделов региона вызывает вопросы: откуда на пришедшем из Фенноскандии леднике такой большой объем красно-бурой глины и может ли в изолированных озерах на поверхности ледника в течение нескольких тысяч лет образоваться толща тонкослоистой глины мощностью до 50 м?

В процессе последующих полевых работ в указанном районе нами было установлено, что красно-бурая глина «звонцев» образовалась не в озерах на поверхности ледника и не из переносимых ледником продуктов разрушения кристаллических пород Фенноскандии, а в результате размыва и переотложения местных осадочных пород – бокситов и других красноцветов палеозоя Тихвинского бокситоносного района. Красно-бурый цвет имеют здесь все новейшие отложения – и глины, и пески, и мореноподобные отложения, слагающие верхнюю часть самой древней, 200-метровой террасы. «Звонцы» представляют собой разной величины эрозионные останцы этой террасы. Время образования слагающих террасу глин составляет не тысячи, а многие десятки (если не сотни) тысяч лет и выходит за временные рамки всей так называемой эпохи валдайского оледенения. Встреченное «на ура» сторонниками ледникового учения понятие «звонцы» явилось не «новым словом в отечественной науке», а элементарной геологической безграмотностью как диссертанта, так и его покровителей – академиков.

Иначе как высосанными из пальца нельзя назвать «факты», на которых основан еще один «научный труд» – докторская диссертация В.И. Астахова, защищенная на Геологическом факультете Санкт-Петербургского университета. В этом случае новым словом в отечественной науке явился выдуманный им Карский центр материкового оледенения. Не зная геологического строения Западно-Сибирской плиты, северное продолжение которой

находится в Карском море, В.И. Астахов поместил на дно этого моря ледниковый щит мощностью 4 км. По его воле ледник содрал со дна моря колоссальный объем пород мелового и палеогенового возраста, перенес их на юг на расстояние 1000 км и отложил в виде конечно-моренной гряды Сибирских увалов. Об объеме якобы перенесенных этим ледником осадков можно судить по размерам увалов – главного внутреннего водораздела Западно-Сибирской равнины. Их длина – 1500 км, ширина – 250–300 км, высота – до 250–300 м. Отправной точкой фантазий этого ученого явилась широтная ориентировка Сибирских увалов, которую, по его мнению, без привлечения напорной и аккумулятивной деятельности Карского ледникового щита объяснить нельзя.

Геологическое строение северной части Западно-Сибирской равнины и дна Карского моря к настоящему времени изучены достаточно хорошо [111]. Имеющиеся материалы позволяют говорить о том, что Сибирские увалы сложены не мореной – принесенными ледником со дна моря меловыми и палеогеновыми морскими отложениями, а континентальными преимущественно песчаными осадками палеогена и неогена (см. гл. 7). Их плановое положение обусловлено не напорной и аккумулятивной деятельностью ледникового щита, а новейшими тектоническими движениями вдоль системы субширотных разломов (см. гл. 9). Недоумение вызывает отсутствие среди официальных оппонентов и членов Ученого совета Геологического факультета университета специалиста по геологии Западной Сибири, который мог бы грамотно оценить «новизну» разработок диссертанта.

Если Московский и Санкт-Петербургский государственные университеты – национальные достояния России – из своих стен выпускают таких докторов наук, что тогда спрашивать с «рядовых» университетов и институтов страны?! Пока в науке будет существовать запрет на инакомыслие, будут процветать двойные стандарты и коррупция - кандидаты и доктора наук, академики не будут отличать аллювий от морены, морские и речные террасы от плато, тектонические зеркала скольжения и трещины на них от ледниковых царапин и учить этой грамоте студентов.

Не только В.И. Астахов вопреки имеющимся геологическим материалам называет Сибирские увалы конечно-моренной грядой. Об этом пишут и другие кандидаты и доктора наук [88, 90, 110]. С.А. Архипов с соавторами (Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР) считает, например, что вся полоса Сибирских увалов и Зауралья с поверхности покрыта сплошным плащом ледниковых отложений, представленных преимущественно немymi валунными суглинками. «Покров ледниковых отложений, как и сформированный им ледниковый мезорельеф, сплошь закрывает все разновысотные уровни на возвышенностях и спускается в разделяющие их депрессии» ([88], с. 69–70). Мощность ледниковых отложений колеблется от 15–20 до 140–150 м. С воздействием ледников связывается все морфологическое разнообразие рельефа Сибирских увалов. «Самаровское и тазовское оледенения (или стадии) оставили после себя самые грандиозные по своим размерам поля ледникового рельефа внутренних и краевых зон.... В их пределах распространены все известные науке формы и ассоциации ледникового рельефа активных и пассивных ледников» ([88], с. 87). Эти «сведения» о строении главного водораздела Западной Сибири не соответствуют действительности. Они являются вымыслом авторов, обманом научной общественности. Ни С.А. Архипов, ни его соавторы и коллеги не работали на высоких водоразделах, в том числе на Сибирских увалах, не знают их геологического строения и не принимают во внимание данные, полученные другими исследователями. Являясь членами редколлегии журнала «Геология и геофизика», они не пропускают в печать статьи, противоречащие их представлениям о развитии региона в новейший геологический этап.

Следует сказать и о том, что принципиальные вопросы происхождения и стратификации рельефообразующих отложений «ледниковых областей» сторонники оледенений решают путем голосования людей, которые в этих областях никогда не бывали и об оледенениях знают понаслышке. Примером может служить принятие на Межведомственном стратиграфическом совещании Унифицированной региональной стратиграфической схемы чет-

вертикальных отложений Западно-Сибирской равнины [105], утвержденной Стратиграфическим комитетом России.

В работе Совещания (Новосибирск, 2000 г.) принимали участие 37 человек. Из них только 7 были знакомы с «ледниковыми отложениями» – 5 геологов из Тюмени, которые в течение многих лет ведут полевые работы на севере Западной Сибири, и 2 из Новосибирска – Председатель редакционной коллегии указанного Совещания В.С. Волкова (Институт нефти и газа Сибирского отделения РАН) и ее заместитель А.Е. Бабушкин. Остальные 30 участников Совещания не работали в «ледниковой зоне» и не видели так называемых ледниковых отложений и форм рельефа – они занимаются изучением южной, «внеледниковой зоны» Западной Сибири. Это представители геологических организаций Новосибирска (21 чел.), Томска, Омска, Новокузнецка, а также далекие от полевых работ высокие стратиграфические чины из Москвы и Санкт-Петербурга. Со студенческой скамьи им известно, что Западная Сибирь подвергалась материковым оледенениям, поэтому они голосовали за составленную в ледниковых традициях стратиграфическую схему В.С. Волковой и А.С. Бабушкина. Тюменским же геологам, не согласным с рядом пунктов этой схемы, было предложено изложить свою точку зрения в разделе «особые мнения».

На материалах многолетнего изучения террасового аллювия Западной Сибири автор написал статью о водном происхождении плохо сортированных (мореноподобных) отложений их базального горизонта и отправил ее в «Известия Географического общества СССР». Как уже отмечалось, сторонники оледенений считают их ледниковыми отложениями – мореной. Статья была возвращена с отрицательным отзывом В.Д. Тарноградского. В нем говорилось, что автор не знает четвертичной геологии, не владеет методикой изучения ледниковых образований и своей статьей позорит советскую науку. Обращение к главному редактору журнала академику А.Ф. Трешникову с просьбой разобраться в надуманной критике рецензента осталось без ответа. С той же просьбой статья была отправлена в Президиум АН СССР, после чего была опубликована [48]. И ничего позорного для советс-

кой науки не случилось – она была перепечатана в журнале «Polar geography and geology», 1984 г.

Сторонники материковых оледенений обычно указывают на недостаточную геологическую грамотность авторов антиледниковых публикаций, на недоучет ими специфики ледниковых образований. В.И. Астахов, Ф.А. Каплянская, И.И. Краснов и В.Д. Тарноградский, например, по этому поводу пишут следующее. Причиной возрождения и широкого распространения во второй половине 20 столетия дрифтовой теории явилось «ускоренное геологическое изучение огромных территорий и вовлечение в теоретические дискуссии большого количества геологов, не являющихся специалистами по ледниковому периоду. Это привело во многих случаях к недоучету специфики ледниковой формации и автоматическому перенесению в четвертичную геологию приемов, обычных при менее детальных исследованиях коренных пород» ([9], с. 117).

Выдуманная «специалистами по ледниковому периоду» «специфика ледниковой формации» заключается в том, что практически все новейшие отложения и формы рельефа севера Русской и Западно-Сибирской равнин считаются ледниковыми. Эти ошибочные представления в течение многих десятилетий прививаются студентам. На кафедре геоморфологии Географического факультета ЛГУ авторы приведенной выше цитаты учились 80–50 лет тому назад, однако их представления о «специфике ледниковой формации» полностью совпадают с представлениями нынешних преподавателей кафедры. Об этом можно судить по «Программе практики по геоморфологии и четвертичной геологии» на Географическом факультете СПбГУ, 2004 г. Она составлена ст. преп., кандидатом геогр. наук С.Ф. Болтрамовичем; ассистентом В.Ю. Гришиным; доцентом, кандидатом геогр. наук Ю.Е. Мусатовым. Рецензент – профессор, доктор геогр. наук Д.Б. Малаховский. По окончании практики студенты должны ответить на следующие вопросы дифференцированного зачета:

- 1) Частично погребенный структурно-денудационный рельеф и погребенный эрозионный рельеф. Время и механизм их формирования.

- 2) Экзарационный рельеф.
- 3) Ледниковый аккумулятивный рельеф.
- 4) Водно-ледниковый аккумулятивный рельеф.
- 5) Рельеф голоценового возраста.
- 6) Гляциодислокации.
- 7) Донная, конечная и абляционная морена.
- 8) Флювиогляциальные отложения.
- 9) Озерно-ледниковые отложения.
- 10) Голоценовые отложения.

Как видно в перечне вопросов зачета, за исключением голоценовых (образованных в последние несколько тысяч лет), все отложения и сложенные ими формы рельефа региона изучаются как ледниковые, включая структурно-денудационный и погребенный эрозионный рельеф, на формирование которого, по мнению преподавателей, большое влияние оказал ледниковый фактор. Хотя район работ прилегает к Финскому заливу Балтийского моря - составной части Мирового океана, учебной программой не предусмотрено изучение ни морских, ни речных отложений. Как уже отмечалось, эти отложения и сложенные ими формы рельефа имеют здесь широкое распространение, однако работниками кафедры они считаются ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. В своих построениях «специалисты по ледниковому периоду» реально существующее с неогена Балтийское море заменили выдуманным ими приледниковым бассейном, который якобы еще 10–12 тыс. лет назад (время формирования первой надпойменной террасы региона) существовал в районе Санкт-Петербурга у края отступавшего ледника. Надуманность этих представлений, их оторванность от реального геологического содержания видны при сопоставлении содержащихся в Геологических словарях объяснений происхождения одних и тех же геологических объектов, данных «специалистами по ледниковому периоду» и обычными геологами. Вот как, например, те и другие объясняют появление на горных породах полированных поверхностей (зеркал скольжения) и штриховки на них (пункт 2 дифференцированного зачета – экзарационный рельеф). Как отмечалось выше, в 19 в. эти

формы микрорельефа помогли сторонникам ледникового учения победить сторонников дрифта.

«Специалисты по ледниковому периоду» об этом пишут следующее. Шлифованием (полированием) горных пород называется обтачивание скал, валунов и галек льдом и вмерзшим в него обломочным материалом ([20], с. 420).

Обычные же геологи, не обремененные знаниями «специфики ледниковой формации» о том же самом пишут следующее. «Зеркалом скольжения (з. с.) называется гладкая поверхность горной породы (г. п.), отполированная трением блоков, перемещающихся вдоль разрывного нарушения... На поверхности з. с. кроме полировки наблюдаются штрихи и бороздки, ориентированные в направлении последнего перемещения по разрыву». «Бороздами скольжения (б. с.) называются неровности неправильной формы, вытянутые в одном направлении, образованные при трении г. п. о поверхности разрывов, возникающие при тектонических перемещениях... Выражены неширокими бороздами, ложбинами, штрихами, разделенными невысокими валиками и буграми. Б. с. часто наблюдаются на пришлифованной трением разрывной поверхности, называемой зеркалом скольжения» ([20], с. 257). Горные породы с рассматриваемыми мелкими бороздами на зеркалах скольжения, образованные на большой глубине миллионы лет назад, со временем были подняты на дневную поверхность и отпрепарированы процессами денудации. В современном рельефе они представляют собой структурные (тектонически обусловленные) поверхности так называемого рельефа курчавых скал и их составных частей – бараньих лбов (см. гл. 7). Сторонники же оледенений в течение 150 лет называют их ледниковыми формами рельефа.

Как уже отмечалось, волне антиледниковых выступлений 60–70-х годов прошлого столетия предшествовала резкая критика ледникового учения И.Г. Пидопличко и его соавтором П.С. Макеевым [84–86]. Их поддерживали В.Н. Васильев, М.М. Ильин, Г.У. Линдберг и некоторые другие ботаники и зоологи. Отвечая на эту критику, академик К.К. Марков писал: «Теория материкового

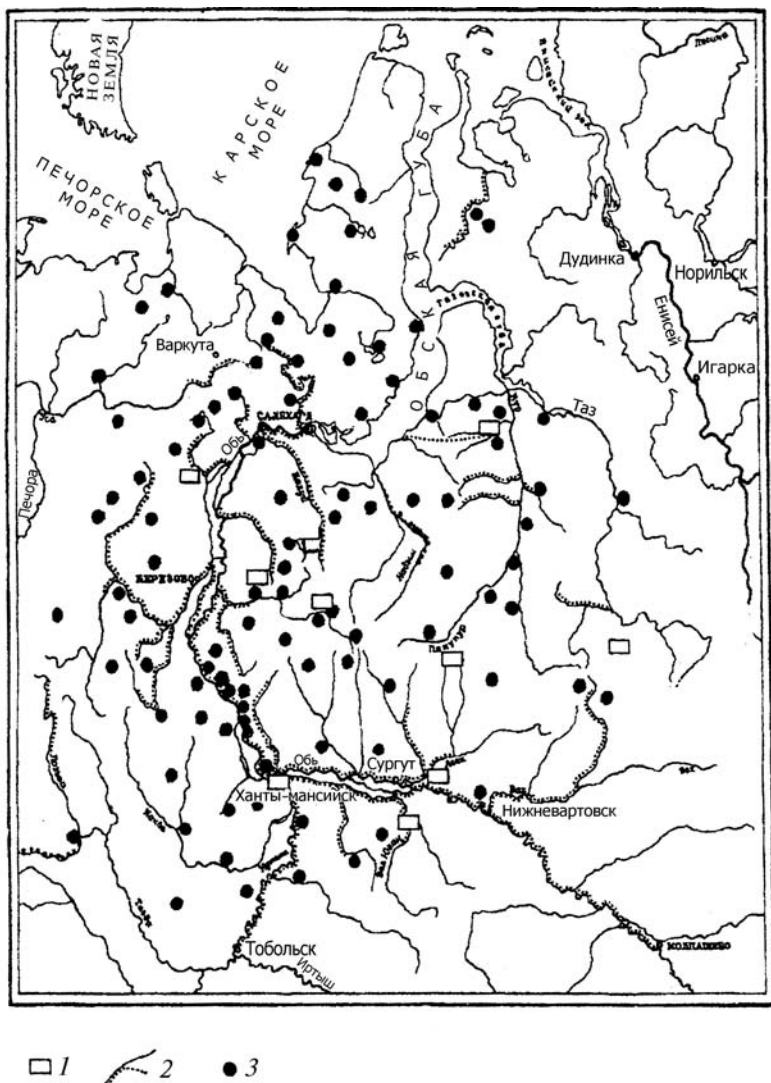


Рис. 3. Карта полевых работ автора в Западной Сибири (1957–2012 гг.).
 1 – площадные работы, 2 – маршрутные работы, 3 – изучение отдельных разрезов.

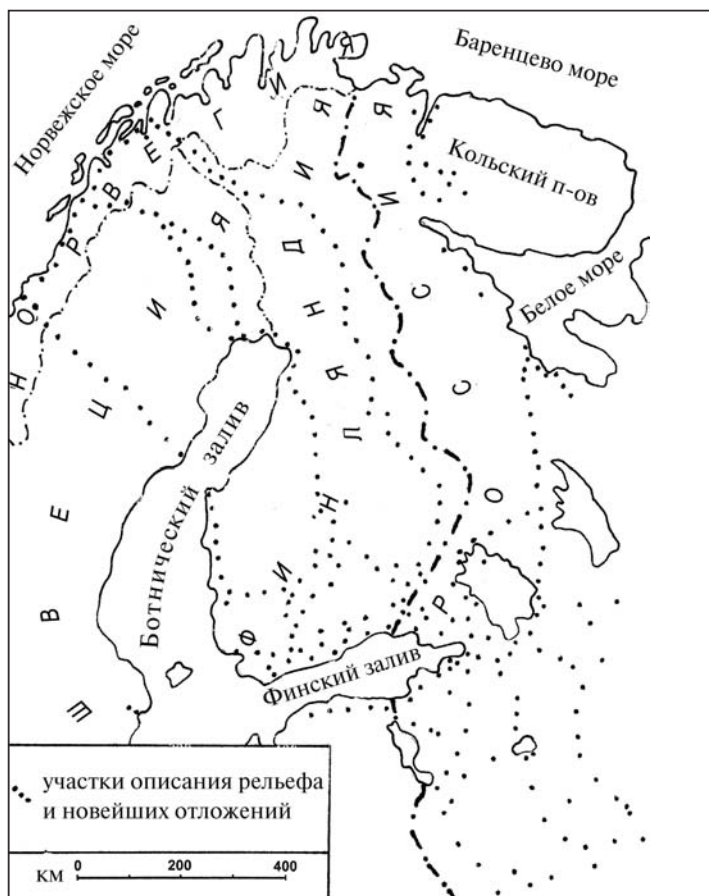


Рис. 4. Карта полевых работ автора на европейском Севере (1980–2012 гг.).

оледенения построена главным образом на геологических и геоморфологических фактах. Те и другие совершенно обойдены антигляциалистами И.Г. Пидопличко и П.С. Макеевым. Поэтому мы лишены были возможности рассмотреть эти данные, а лишь подчеркиваем их отсутствие в работах обоих авторов» ([75], с. 52).

Наша критика ледникового учения основана на материалах многолетних геологических и геоморфологических полевых работ в «ледниковых» и «внеледниковых» областях (см. рис. 3 и 4). Изучение рельефа и новейших отложений проводилось автором на территории Западно-Сибирской, Русской, Минусинской, Тувинской, Северо-Германской и Южно-Финляндской равнин, а также в горах Камчатки, Сихотэ-Алиня, Саян, Урала, Альп, Хибин и Фенноскандии. Наиболее детально исследованы «ледниковые отложения» и «ледниковые формы рельефа» Западно-Сибирской и Русской равнин, а также Уральских гор.

Современный перенос мегакластов плавающим льдом

Эрратические (блуждающие) валуны представляют собой обломки горных пород, не встречающихся в той или иной местности в коренном залегании. Широко распространенные на равнинах умеренных широт, они явились причиной появления учения о материковых оледенениях. При обосновании этого учения не принимался во внимание тот факт, что мощным транспортным средством является плавающий лед морей, озер и рек. Неприятие ледово-водного (не ледникового) способа транспортировки мегакластов явилось 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 этим льдом мегакластов не соизмеримы с действительным их содержанием в отложениях квартера. Наши исследования масштабов современной транспортировки мегакластов льдом по воде и сопоставление с их содержанием в новейших отложениях показывает ошибочность таких утверждений.

Плавающие льды морей, озер и рек переносят очень большой объем мегакластов. Установлено, что дно Северного Ледовитого океана и океана, окружающего Антарктиду, усеяно разной величины и степени окатанности обломками горных пород, принесенными с суши. Вокруг Антарктиды ширина полосы дна, покрытого мегакластами, колеблется от 320 до 960 км. На таком удалении от берега глубина океана достигает 5 км, дно сложено тонкими осадками. Падающие со льдин обломки горных пород

попадают в диатомовые илы или в красную глубоководную глину. Имеющимися приспособлениями со дна океана поднимаются только гравий, галька и небольшие валуны. На присутствие там более крупных обломков горных пород указывают наблюдения за их современным переносом плавучими льдами. Как уже отмечалось, в южной части Атлантики Ч. Дарвин видел на льдинах валуны размером до 4 м. В Северном Ледовитом океане (к северу от Аляски) члены американской экспедиции видели на льдине валуны диаметром до 3 м и каменную глыбу высотой до 15 м [24]. Количество падающих на дно мегакластов зависит от местных условий. По данным А.П. Лисицына [65], в Дальневосточных морях оно колеблется от 0 до 2000 кг/м³, составляя в среднем несколько десятков килограмм на кубический метр. «Общая площадь морского дна, находящегося под воздействием морских льдов, где грубый каменный материал распространен в тонких осадках, превышает 80 млн км², что составляет около ¼ поверхности дна Мирового океана и в 5 раз превышает площадь современного оледенения на суше» ([65], с. 37).

Нами установлено, что в «ледниковые области» Западно-Сибирской и Русской равнин мегакласты были принесены не покровными ледниками в четвертичное время, а сезонными льдами олигоценовых и неогеновых морских и пресноводных бассейнов. Это происходило задолго до наступления так называемой эпохи материковых оледенений. Важная роль в выносе мегакластов из гор на равнины принадлежала речным льдам. Нашими полевыми наблюдениями на реках, стекающих с восточного и западного склонов Уральских гор, установлено, что в современную эпоху на прилегающие равнины выносятся гальки, валуны и глыбы диаметром до 5–8 м (рис. 5, 6).

Автором проводились наблюдения за условиями захвата (вмерзания) и транспортировки мегакластов сезонными льдами и за выпадением их в донные осадки при таянии льда. Во время лодочных геологических маршрутов по рекам Щучья, Собь, Войкар, Сыня, Хулга, Сев. Сосьва и Лозьва, стекающих с восточного склона Урала, и Мал. Усы, стекающей с западного его склона, ис-



Рис. 5. Глыбы кристаллических пород, переносимые речным льдом в половодье. Северо-восток Русской равнины, р. Малая Уса в 70 км от Полярного Урала, 1961

следовалась количественная составляющая процесса транспортировки мегакластов сезонными льдами. На некоторых из указанных рек фиксировались переносимые в наши дни мегакласты разных размеров, состава, окатанности, степени выветрелости, подсчитывалось их количество в 10-километровых интервалах долин на разном удалении от гор. В результате было установлено, что в современную, так называемую межледниковую, теплую эпоху речные льды переносят очень большой объем мегакластов, сопоставимый с их содержанием в «ледниковых отложениях» этих районов. Вниз по течению рек размеры и количество переносимых глыб и валунов закономерно уменьшаются, однако и на расстоянии нескольких сотен километров от гор они все еще остаются значительными (табл. 1). Как известно, в так называемых

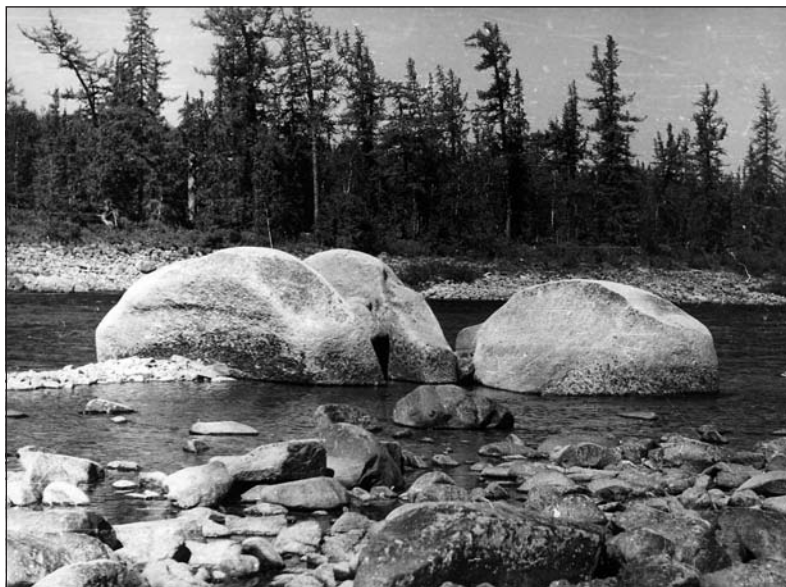


Рис. 6. Принесенная речным льдом глыба кристаллических пород диаметром 8 м, развалившаяся на три части. Между двумя левыми обломками залегает заброшенная в половодье глыба диаметром 1,5 м. Северо-западная часть Западно-Сибирской равнины, р. Войкар в 15 км от Полярного Урала, 1962.

ледниковых отложениях количество и размеры мегакластов также убывают по мере удаления от гор.

Ледовый разнос представляет собой сложный природный процесс. Количество и размеры мегакластов, переносимых речным, а также озерным и морским льдом, определяются климатическими, гидрологическими и литолого-петрологическими условиями района. Чем суровее зимы, выше и дружнее паводки, крупнее элювий горных пород, тем больше размеры и общие объемы переносимых льдом мегакластов. Годовой цикл их транспортировки включает: 1) вмерзание в лед зимой, 2) перенос во время ледохода, 3) выпадение в аллювий на месте таяния льда. В условиях большой извилистости рек льдины быстро садятся на мели. Как показали наблюдения, основная масса транзитных

**Количество валунов и глыб,
(10-километровые интервалы русла, пляжа)**

Размеры валунов и глыб, м	Расстояние								
	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80	80–90
7,0–10,0	2	1	1	–	–	–	–	–	–
5,0–7,0	6	3	2	2	–	1	1	–	–
4,0–5,0	9	5	4	2	3	2	2	1	2
3,0–4,0	д	д	5	3	3	4	2	2	3
2,0–3,0	с	с	с	д	д	7	8	12	5
1,0–2,0	т	с	с	с	с	д	д	д	д
0,5–1,0	дт	т	т	т	т	с	с	с	с
0,3–0,5	ст	дт	дт	дт	т	т	т	т	т
0,1–0,3	ст	ст	ст	ст	дт	дт	дт	дт	дт

Примечание. 2, 5 – единицы, д – десятки, с – сотни, дт – десятки тысяч,

мегакластов находится в руслах рек и на пляже. Особенно много их у вогнутых берегов и в головных частях островов. Частое нахождение галек, валунов и глыб в кустах, в траве, на современных торфяниках свидетельствует о том, что туда они были принесены льдом в высокую воду. Следующей зимой часть из них снова вмерзнет в лед и продолжит движение вниз по течению реки. Так, «на перекладных», постепенно измельчаясь и погребаясь аллювием, в наши дни мегакласты сезонными льдами рек переносятся из гор на равнины.

О скорости ледового переноса и накопления мегакластов в аллювии на большом удалении от гор можно судить по данным дноуглубительных работ, регулярно проводимых в приустьевых участках притоков Оби, стекающих с Урала. В частности, такие работы проводились в устье р. Сось. По нашим наблюдениям в августе 1989 г., на пойме этой реки при впадении в Обь находилось не менее 1000 крупных валунов и глыб, поднятых со дна реки земснарядом. Как рассказали жители пос. Катравож, ос-

Таблица 1

**переносимых сезонными льдами р.Сыня
и низкой поймы реки, от гор вниз по течению)**

от гор, км									
90–100	100–110	100–120	120–130	130–140	140–150	150–160	160–170	170–180	180–190
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	1	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1	2	2	1	2	1	1	1	—
5	4	3	5	4	3	4	2	1	2
д	д	д	д	д	8	10	9	9	7
с	с	с	с	с	с	д	д	д	д
т	т	с	с	с	с	с	с	с	с
т	т	т	т	т	т	т	т	с	с

ст — сотни тысячч.

новой объем мегакластов (гравий, галька, мелкие валуны) был увезен для строительных работ, а крупные валуны и глыбы до 2–2,5 м в поперечнике оставлены на берегу. Более крупные глыбы земснаряд не смог поднять, они были оставлены в русле реки. Предыдущие работы по углублению дна реки проводились здесь за 20–30 лет до этого. Следовательно, указанный объем поднятых со дна реки мегакластов разных размеров был принесен сюда сезонными льдами всего лишь за несколько десятков лет.

Масштабы транспортировки мегакластов зависят, прежде всего, от ледовых условий, изменяющихся с изменениями климата. Нами установлено, например, что как в Уральских горах, так и на Западно-Сибирской равнине в долинах указанных выше рек количество и величины мегакластов, содержащихся в аллювии первой надпойменной террасы и низкой поймы, гораздо больше, чем в аллювии высокой поймы. Эти различия обусловлены колебаниями климата: накопление аллювия высокой поймы совпало с наиболее теплой фазой голоценового климатического оптимума,

когда ледовитость рек, а следовательно, и транспортировка мегакластов была минимальной.

Без привлечения плавающих льдов нельзя объяснить транспортировку не только валунов, но и галек, так как равнинные реки не могут переносить обломки горных пород крупнее 2-3мм [98]. Сторонники оледенений считают, что в глинисто-песчаные отложения («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 допускают ошибку, так как потоки воды, способные переносить гальки и валуны, не могут отлагать песок и, наоборот, потоки воды, отлагающие песок, не могут переносить мегакласты. 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 на равнинах Севера.

Эрратические мегакласты в дочетвертичных отложениях

Русская равнина и равнины Западной Европы

В «ледниковой зоне» Русской равнины в палеонтологически охарактеризованных дочетвертичных отложениях эрратические мегакласты не установлены. Здесь отсутствуют отложения мезозоя и большей части кайнозоя. Всю перекрывающую палеозойские породы толщу валуносодержащих отложений сторонники оледенений относят к квартеру. Наши исследования позволяют говорить о том, что большая часть новейших отложений этого региона имеет неогеновый возраст. В миоцене и плиоцене в условиях холодного климата здесь существовал крупный бассейн (озеро–море), в котором валунно-галечный материал из Фенноскандии плавучими льдами переносился далеко на юг. В четвертичное время (в «эпоху оледенений») он сюда не поступал, а только перетлагался из неогеновых отложений в более молодые.

Приведенные выше сведения о современной транспортировке мегакластов речными, озерными и морскими льдами относятся к регионам с достаточно суровыми климатическими условиями. В Западной Европе, где климат более мягкий, массового ледового переноса мегакластов в наши дни не происходит. На реках и озерах лед появляется здесь спорадически, только в аномально холодные зимы. О некоторых из самых суровых зим недавнего прошлого пишет Д. Смирнов [95]. В 859 и 1709 гг. замерзло Адриатическое море, в Венецию можно было пройти по льду; (очень холодными зимы здесь были и совсем недавно – в 2006 и 2012 гг.: в Венеции промерзала земля, а в Голландии на каналах образовывался лед толщиной до 1,5 м). 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. В такие суровые зимы был возможен ледовый разнос мегакластов на реках и водоемах Западной Европы.

Изменения климата в неоген-четвертичное время имеют волновой характер. На севере Евразии установлено несколько эпох похолоданий и потеплений, включающих похолодания и потепления меньшей продолжительности [13; 17; 81]). С достаточно большой точностью (по летописям) характер изменений климатических условий установлен только для последних десяти тысяч лет. На Русской равнине в это время было пять климатических периодов продолжительностью около двух тысяч лет, осложненных более мелкими волнами тепла и холода. Примерно такая же картина наблюдалась и в Западной Европе [13]. Последняя довольно крупная волна холода охватывала здесь, как и на Русской равнине, период с конца 13 в. до середины 19 в. Это так называемый малый ледниковый период. В его морозные и снежные зимы на реках и водоемах образовывался лед, способный переносить крупные обломки горных пород.

Волны холода и тепла продолжительностью в несколько сотен лет осложняют волны большей продолжительности, которые, в свою очередь, являются составными частями более крупных волн. В голоцене, например, было три волны холода продолжительностью в несколько тысяч лет, которые привели к крупным изменениям ландшафта. В Европе и 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 этой границы к югу [52].

Резкое похолодание климата началось в миоцене, которое 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 лет назад). Согласно данным изотопно-кислородных, микропалеонтологиче-

ческих и палеомагнитных исследований глубоководных осадков океана, в течение последних 3 млн лет произошло не менее 17 резких похолоданий и потеплений климата [31]. 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 [2].

Следы похолоданий отмечаются и в плиоценовых отложениях разных стран, включая юг Франции и Италию. Как пишет А.П. Павлов [83], 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 Голландии и прилегающих районов Германии являются широко распространенные здесь галечники. Их основная масса содержится в плиоценовых аллювиальных песках и представлена устойчивыми к выветриванию породами – кварцем, кремнем, халцедоном, лидитом и юрскими окаменелостями, принесенными с юга. В отложениях квартера их меньше, приносились они попеременно то с юга, то с северо-востока [12].

Эрратические мегакласты содержатся и в неогеновых отложениях Русской равнины. В Донбассе нижний сармат представлен морскими (с фауной) и лагунно-морскими глинистыми песками и песками с прослоями галечников и конгломератов. Сарматские отложения Приманычья содержат резко обедненный комплекс морских моллюсков и мегакласты [99]. В северном Причерноморье, в непосредственной близости от южной границы «Днеп-

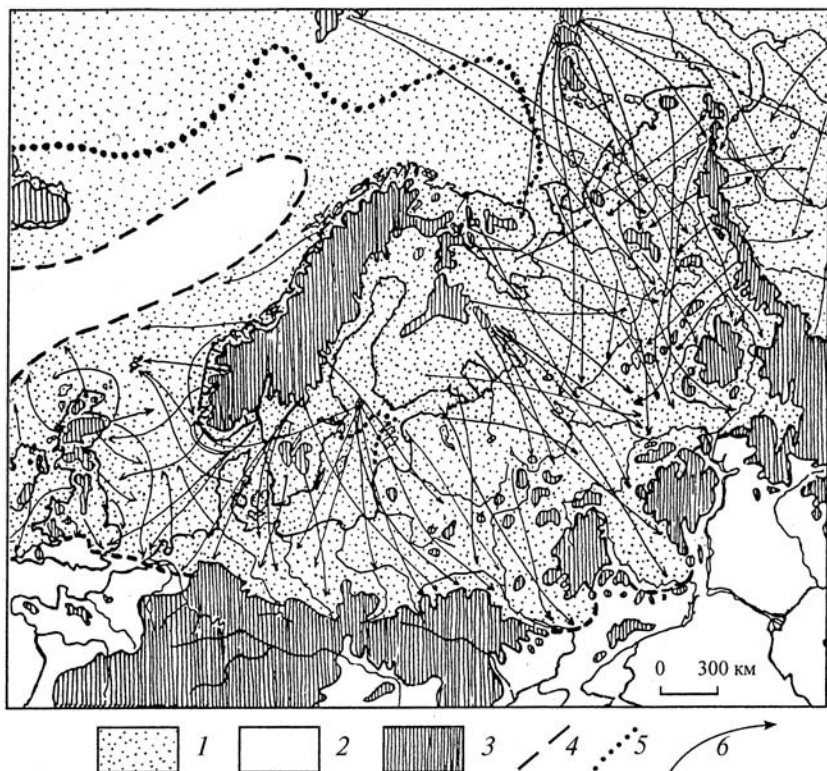


Рис. 7. Карта завершающего этапа накопления валуносодержащих отложений миоцен-плиоценовой 200-метровой (V11) террасы Северо-Европейской равнины.

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

1 – площади накопления ледово-водных валуносодержащих отложений; 2 – площади накопления безвалунных отложений; 3 – суша; 4 – граница плавающих льдов; 5 – современная граница плавающих льдов; 6 – пути транспортировки «руководящих валунов» плавающими льдами.

ровского ледникового языка» (см. рис. 7), эрратические валуны залегают в отложениях нижнего плиоцена – в пресноводных и морских песках, глинах и известняках. Их транспортировку А.П. Павлов [83] связывает с оледенением в раннем плиоцене. По данным же В.П. Колесникова (1949 г.) и других исследователей, в прибрежной части неогенового бассейна зимой образовывался лед, который и разносил мегакласты. Плиоценовые ергенинские пески низовий Дона и Волго-Хоперского междуречья содержат гальки и валуны кремней и кварца [99]. В отложениях «Усолье-реки» бассейна Камы, содержащих богатые миоценовые комплексы семенных флор, находятся мегакласты уральских пород, что послужило основанием для А.И. Москвитина (1949 г.) отнести их к нижней морене квартера. В этом районе эрратические валуны встречаются и в плиоценовых отложениях. Аналогичные сведения содержатся и по ряду других районов Русской равнины.

Неогеновые террасы Западной Европы имеют высоту около 200 м над уровнем моря. В Англии, например, 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 [77].

Аналогичная картина наблюдается и на юге Русской равнины, где развито несколько полигенетических поверхностей выравнивания, в которые вложена лестница террас квартера. Наиболее широко здесь представлены две денудационно-аккумулятивные поверхности, генетически связанные с крупными трансгрессиями южных морей в неогене. Их изучением занимались многие исследователи. А.И. Спиридонов [97] 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, куюльницкой, акчагыльской и апшеронской трансгрессиям. Первый из них хорошо выражен в Приднестровье, в нижнем Приднепровье и на Окско-Донской равнине. Ю.А. Мещеряков [78] верхний уровень считает сарматско-понтическим, а

нижний – акчагыльско-апшеронским. Их высоты выдержаны на большой площади; на Приволжской возвышенности, например, они составляют соответственно 200–220 м и 120–160 м.

Одним из районов широкого распространения неогеновых отложений и сложенных ими геоморфологических уровней является Окско-Донская равнина, где 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 квартеру (отложения «донского ледникового языка»). Однако так считают не все исследователи. Одним из первых к выводу о не ледниковом происхождении и плиоценовом возрасте отложений, содержащих валуны гранита, шокшинского кварцита и других северных пород, был палеоботаник П.А. Никитин (1931 г.). Изучив содержащуюся в осадках с эрратическими валунами семенную флору Кривоборья (Воронежская обл.), он установил, что она «носит ярко выраженный характер флоры, умеренно-прохладного климата и заметно скудна, согласуясь этим с особенностями мио-плиоцена Западной Европы» ([82], с. 19). Сторонники оледенений долгое время не соглашались с выводами П.А. Никитина, считая рассматриваемые отложения ледниковыми, четвертичными. Сейчас работы П.А. Никитина признаны классическими и плиоценовый возраст отложений, залегающих стратиграфически выше «окской морены», практически никем не оспаривается. Вместе с тем, как и прежде, большинство исследователей разделяет представление о существовании «донского ледникового языка».

Называя принесенные издалека валуны кристаллических пород ледниковыми, сторонники ледникового учения 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» ([33], с. 8). Из приведенной цитаты можно понять, что на расстояние 70 км эрратические мегакласты были перенесены текучей водой. В другой работе этот автор [32] 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 плавающим льдом.

Проведенные Ю.И. Иосифовой [33] палеоклиматические исследования не противоречат реальности такого объяснения. По методике, разработанной В. Шафером (1946 г., 1956 г.), она определила примерные значения температур в миоцене. Для каменнобродского, терновского и горелкинского-гуровского отрезков времени среднегодовые температуры составляли, соответственно, 15°C, 14°C и 13°C; средние месячные минимумы самого холодного месяца +0,5°C, 0°C и -1,5°C; абсолютные минимумы -14°C, -19°C, -20°C; средняя продолжительность морозного периода - 104, 121 и 138 дней. Результаты этих реконструкции палеоклиматов сходны с аналогичными данными Б.П. Жижченко по южной России и П. Вольшtedта по Центральной Европе [33].

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 северной части бассейна, в пределах «ледниковой зоны», чем ближе к области сноса, тем больше (рис. 7). Следовательно, на севере Русской равнины, как и всей Европы, палеонтологически немые отложения с эрратическими мегакластами имеют не четвертич-

ный, а неогеновый возраст. В ингрессионный этап трансгрессии перенос мегакластов в каждом районе 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 (сарматского) 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), по нашим наблюдениям, они достигают 5–7 м, а в 150 км южнее (район г. Фельдберг) – 1,0–1,5 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: размеры эрратических глыб в «ледниковой зоне» не превышают 10–15 м. Самый крупный из известных камень «Гром», найденный в окрестностях Санкт-Петербурга, имел поперечник 13 м (13,2–8,1–6,6) [86]. Более крупных эрратических глыб здесь нет потому, что даже в самые суровые зимы плавучий лед не может поднять и унести их. Камни-гиганты встречаются крайне редко и обычно располагаются недалеко от Балтийского моря, к северу от которого находятся коренные выходы слагающих их пород. Материковые же льды, как известно, способны переносить и более крупные глыбы; их отсутствие говорит о том, что равнины умеренных широт никогда не подвергались оледенениям.

Западно-Сибирская равнина

Осадочный чехол Западно-Сибирской плиты сложен терригенными осадками мезозоя и кайнозоя мощностью до 5 км. Большая часть разреза представлена мезозойскими (юрскими и ме-

ловыми) отложениями, мощность кайнозойских образований не превышает 600–700 м. Нижняя часть отложений кайнозоя (до тавдинской свиты эоцена включительно) сложена преимущественно песчано-глинистыми морскими, а верхняя – песчаными континентальными отложениями.

В дочетвертичных отложениях мегакласты содержатся в залегающих на разной глубине породах юрского, мелового и палеогенового (палеоцен, эоцен) возраста. В приповерхностной части разреза они развиты в отложениях олигоцена, неогена и квартера. В морских отложениях коньяк-сантон-кампа гравий, гальки и, редко, валуны наблюдались нами на правом берегу Оби между пос. Мал. Атлым и Октябрьское, где эти породы выведены на дневную поверхность глиняными диапирами. В них мегакласты беспорядочно рассеяны в содержащих морскую фауну крепких опоковидных песчаниках и в слабо уплотнённых глинистых песках. Основная их масса представлена мелкими (1–4 см) гальками преимущественно кварцевого состава (60%). Остальные гальки сложены выветрелыми кристаллическими породами (20%) и опоковидными песчаниками (20%). Валуны размером 0,1–0,2 м представлены средними и кислыми изверженными породами и кварцем, их общее количество не превышает 0,5–1% от объёма вмещающих опоковидных песчаников и песков.

В континентальных олигоценовых отложениях мегакласты залегают неравномерно как по разрезу, так и по площади. Большая их часть находится на северо-востоке региона, преимущественно в бассейне р. Пур, где приурочена к озерно-аллювиальной корликовской свите. Они беспорядочно рассеяны в мощной толще каолинизированных песков и представлены слабо окатанными обломками кремнистых пород – кварца, кремня, халцедона, агата и т.п. Основная масса обломков имеет гравийно-мелко-галечную размерность; крупные гальки и особенно валуны (размером до 0,2 м) встречаются редко. По произведенным нами подсчетам в бассейне р. Пур, в 1 м³ песка содержится около 1500 см³ (0,15%) мегакластов. Общий объем гравия, галек и валунов в олигоценовых отложениях корликовской свиты достигает нескольких

кубических километров. Мегакласты, переотложенные из этих осадков, составляют значительную (до 20–30% и более) часть крупнообломочного материала неогена-квартера. По отношению к последнему переотложенные валуны и гальки являются местными, так как в пределы региона они были принесены в олигоцене, а в более позднее время только переотлагались.

В западном и южном направлениях от бассейна р. Пур объем мегакластов в отложениях корликовской свиты и её возрастных аналогов постепенно уменьшается. Однако хотя бы небольшое их количество в континентальных олигоценовых отложениях наблюдается практически в пределах всей плиты. В журавской свите Нижнего Приобья, например, они залегают в алевритах и тонкозернистых песках и представлены слабо окатанными гравийными зернами и мелкой (1–4 см) галькой кварца, общее содержание которых в породе не превышает 0,1%.

Гораздо больший объем мегакластов содержится в мощной (больше 100 м) толще неогеновых песчаных отложений сабунской свиты, слагающей самую высокую, седьмую террасу региона. Он образовался как за счет размыва и переотложения местных осадочных пород (опок, алевролитов, песчаников, кварца, кремней и др.), так и в результате поступления из районов горного обрамления (граниты, базальты, гнейсы и др.). Размеры, объемы и состав мегакластов изменяются как по разрезу, так и по площади. В частности, по мере удаления от Урала и Средне-Сибирского плоскогорья наблюдается закономерное сокращение объемов эрратических галек и валунов. Это хорошо видно на примере Сибирских увалов.

В срединной части увалов (район г. Ноябрьска), удаленной от Урала и Средне-Сибирского плоскогорья на 600–700 км, большая часть разреза сложена песком светло-серым разномзернистым, преимущественно мелкозернистым, полевошпатово-кварцевым, местами слегка глинистым, содержащим небольшое (около 1%) количество мегакластов. Слоистость песка горизонтальная, реже – косая, подчеркнутая слойками темно-серого шлиха и зеленовато-серого алеврита, а также линзами гравийно-галечного материала.

Встречаются прослои песка с косой и линзовидной слоистостью, в которых одни серии наклонных слоев срезаются другими сериями. Мегакласты представлены беспорядочно рассеянными по всей толще гравием и мелкой галькой; крупные гальки и валуны размером до 0,3–0,4 м встречаются редко. Наблюдаются тонкие (до 10–15 см) горизонтальные слои и линзы разнoзернистого песка, обогащенного гравием и мелкой галькой. Все эрратические мегакласты этого района принесены со Средне-Сибирского плоскогорья. Их состав и окатанность изменяются в зависимости от размеров. Обломки размером до 5 см на 90% сложены кварцем, кремнем, халцедоном и другими устойчивыми к выветриванию породами. Они слабо окатаны: первый класс окатанности составляет 67%, второй класс – 18%, третий класс – 11%, четвертый класс – 4%. Крупные же гальки и валуны на 75–80% сложены породами трапповой формации. В отличие от гравия и мелких галек, они очень хорошо окатаны – подавляющее большинство крупных галек и валунов имеет третий класс окатанности, реже встречаются обломки второго и четвертого классов окатанности.

По направлению к горному обрамлению осадки сабунской свиты грубеют. В верховьях р. Сабун (450 км от Средне-Сибирского плоскогорья) они сложены преимущественно среднезернистым песком. Здесь, в долине Безымянного ручья, в интервале отметок 126,0 (устье ручья) – 225,0 м (изолированная вершина на водоразделе) обнажается монотонная толща песка светло-серого полевошпатово-кварцевого разнoзернистого, преимущественно среднезернистого, хорошо отмытого, горизонтально - и косослоистого; слоистость часто подчеркнута тонкими слойками темно-серого шлиха. По всему разрезу наблюдаются беспорядочные включения мегакластов. Встречаются прослои и линзы (до 10–15 см) грубoзернистого песка, также содержащего гравий, гальку и, очень редко, валуны. Как и в районе г. Ноябрьска, основная масса мегакластов (по количеству обломков) представлена слабо окатанными гравием и мелкой галькой устойчивых к выветриванию пород. Крупные гальки и валуны, составляющие главную часть объема мегакластов, очень хорошо окатаны и представле-

ны преимущественно породами трапповой формации. Основная их масса не превышает в поперечнике 0,2 м, лишь очень редкие валуны имеют размеры 0,3–1,0 м.

Изменение осадков сабунской свиты наблюдается и при движении от центра равнины в западном направлении. На водоразделе Казыма и Лямина они представлены переслаивающимися пачками хорошо и плохо сортированного песка преимущественно мелко- и тонкозернистого, содержащего примесь крупнообломочного материала. Гранулометрический состав разнозернистого песка: 7–10 мм – 1,4%; 5–7 мм – 0,5%; 3–5 мм – 0,6%; 2–3 мм – 0,9%; 1–2 мм – 1,3%; 0,5–1 мм – 1,7%; 0,25–0,5 мм – 25,1%; 0,05–0,25 мм – 66,0%; 0,01–0,05 мм – 0,5%; 0,002–0,01 мм – 0,6%; меньше 0,002 мм – 1,4%

В бассейне р. Мал. Атлым, на удалении около 450 км от Урала, отложения представлены песком светло-серым преимущественно среднезернистым с подчиненными прослоями мелко- и крупнозернистого песка. По всему разрезу наблюдаются включения гравия, галек, валунов и, редко, глыб размером до 2–3 м уральских изверженных и метаморфических пород. Встречаются также гальки местных опок и, очень редко, халцедонов, принесенных со Средне-Сибирского плоскогорья. Здесь мощность отложений сабунской свиты, вскрытой скв. РГ-16, составляет 82 м (альтитуда скважины 172,0 м). В подошве свиты залегают олигоценые отложения тургасской свиты.

На водоразделе Ворьи, Висима и Мал. Сосьвы (150 км от Урала, высота – до 252 м) развит песок желтовато-серый разнозернистый, содержащий от 18 до 55% сильно выветрелого гравийно-галечно-валунного материала уральских пород.

Сабунская свита с размывом залегает на нижнемиоценовых (абросимовская свита), олигоценых и более древних отложениях. В обнажениях ее подошва в разных районах зафиксирована нами на отметках от 20–30 до 160–170 м, кровля – на отметках до 200–250 м над уровнем моря. Мощность свиты изменяется от нескольких метров на участках высокого залегания пород цоколя до 80–100 и более метров.

Пески с мегакластами, аналогичные сабунским, широко распространены на высоких водоразделах южной («внеледниковой») зоны Приуралья и левобережья Енисея. Их описание можно найти в работах Ф.А. Алявдина, В.В. Богдашева, Ф.Ф. Вильсона, В.В. Вдовина, В.С. Волковой, А.А. Земцова, Ю.П. Казанского, Ю.Д. Милославского, Л.А. Рагозина, С.В. Сухова, С.Д. Чистякова и ряда других геологов.

Практически вся срединная часть равнины, расположенная к северу и югу от Сибирских увалов, имеет более низкие, чем поверхность седьмой террасы гипсометрические отметки. Здесь отложения сабунской свиты размыты, содержащиеся в них мегакласты переотложены в более молодые отложения, вплоть до отложений поймы.

Для определения возраста отложений сабунской свиты автором было отобрано большое количество проб. Все они оказались «пустыми». Только в одной пробе, отобранной в верховьях р. Мал. Атлым на высоте 175 м над ур. м, был определен комплекс диатомовых водорослей, соответствующий времени накопления осадков. По заключению Н.В. Рубиной (Главтюменьгеология, 1968 г.), в нем содержатся единичные створки *Melosira* sp., *M. scabrosa* (Oestr.) и мелкоструктурные *Melosira praegranulata* Jouse, *M. praeislandica* (O. Mull.) Jouse, *M. praedistans* (O. Mull.) Jouse. Они составляют очень скудную ассоциацию пресноводных, вероятно, синхронных породе видов, не известную ранее по материалам Западной Сибири и указывают на принадлежность вмещающих пород к континентальным неогеновым или четвертичным образованиям.

Неизвестный ранее комплекс диатомовых водорослей определен также в пробе песка, вскрытого скважиной в верхнем течении р. Надым на высоте 60 м над уровнем моря (М.А. Дрознес, 1969 г.). По условиям залегания место отбора этой пробы соответствует нижней части сабунской свиты, описанной нами в этом районе. В пробе содержатся *Melosira italica* (Her) Ktz - в массе, *Stephanodiscus astrea* var. *minuta* (Ktz) Grim - редко; остальные диатомеи имеют плохую сохранность и встречаются единично - *Tetracyclus emarginatus* (Her) W. Sm., *Sunedra* sp., *Eunotia* sp., *Ach-*

uantes gestruple (A.CI) Hust., Achuanter sp., Gumbella sp., Amphora sp., Pinnularia viridis (Hitzsch) Her. По заключению Н.В. Рубиной (1969 г.), «такой комплекс холодолюбивых пресноводных диатомей встречен впервые. Судить о его возрасте трудно, так как аналогичные ассоциации в отложениях определенного возраста не известны. Представляется, что возрастной диапазон его может быть от неогенового до антропогенного. Возможно, вмещающие его пески относятся к верхней части корликовской толщи. Диатомеи, определенные до вида, являются холодолюбивыми».

Два приведенных выше комплекса диатомовых водорослей характеризуют условия начального и конечного этапов накопления осадков сабунской свиты в холодном миоцен-плиоценовом пресноводном бассейне (озере-море). Такое принципиально новое объяснение палеогеографии позднего кайнозоя позволяет исправить грубые ошибки, допущенные при геологическом картировании Западно-Сибирской равнины с позиции ледникового учения.

Образование валуносодержащих неогеновых отложений происходило не только на Сибирских увалах – на всей громадной территории Западно-Сибирской равнины. Севернее Сибирских увалов отложения сабунской свиты переходили в морские, а южнее – в озёрно-аллювиальные образования, не содержащие, или содержащие небольшое количество крупнообломочного материала. Последнее обстоятельство указывает не на разновозрастность рассматриваемых отложений, а на неблагоприятные для ледового разноса мегакластов условия на юге региона. К настоящему времени эти отложения здесь частично или полностью размыты и об их былом существовании свидетельствуют только эрратические гальки и валуны, содержащиеся в террасовых отложениях, развитых практически на всей территории Западной Сибири. В работах И.Д. Черского, Д.М. Драницына, П.Л. Драверта, Я.С. Эдельштейна, Р.С. Ильина, Л.В. Введенского, А.Е. Ходькова, В.И. Громова и других исследователей показано, что валунно-галечно-гравийный материал широко развит в районах, расположенных на несколько сотен километров южнее общепринятой сейчас границы максимального оледенения. Также как и теперь, транспортировка

мегакловостов исследователями довоенных лет связывалась с ледниками, однако площади их распространения значительно превосходили принятые сейчас. В послевоенное время мегакласты южных районов Западной Сибири полностью выпали из поля зрения сторонников ледникового учения и не находят никакого отражения в палеогеографических схемах.

Характер мегакловостов, закономерное уменьшение их размеров при движении с севера на юг позволяют говорить о том, что и на крайний юг равнины они были принесены плавающим льдом в дочетвертичное время, после чего многократно переотлагались и вошли в состав отложений, слагающих разновозрастные геоморфологические уровни, до поймы включительно.

Как показали наблюдения на реках Урала и приуральской части равнины, аллювий поймы и низких надпойменных террас примерно на 80% состоит из неустойчивых и на 20% из устойчивых к выветриванию пород. Первые представлены гранитами, гнейсами, песчаниками и другими изверженными, метаморфическими и осадочными породами, вторые – кварцем, кремнем, кварцитом и другими преимущественно мономинеральными устойчивыми породами. Такое же, как в молодом аллювии указанных рек, соотношение неустойчивых и устойчивых к выветриванию пород, слагающих мегакласты (80 : 20%), характерно и для отложений сабунской толщи, что свидетельствует об их транспортировке из гор непосредственно во время осадконакопления [51, 57]. Эти мегакласты имеют и самый высокий коэффициент окатанности, битых галек среди них мало. Характерной чертой сабунских мегакловостов является также их выветрелость: 50–90% галек, сложенных неустойчивыми к выветриванию породами, легко распадаются на более мелкие обломки. Так же сильно выветрелы и валуны.

Внутри сабунских песков выветрелые мегакласты «законсервированы». При переотложении они быстро разрушаются, что приводит к сокращению общего объема мегакловостов, их измельчению и понижению коэффициентов окатанности, а также к увеличению процентного содержания устойчивых к выветриванию пород. Чем продолжительнее время переотложения, тем значи-

тельное эти изменения. Если в перлювии по сабунским пескам они выражены слабо, то в аллювии низких террас, куда мегакласты попали после переотложения, – очень сильно. Наибольшие изменения наблюдаются в самых молодых, пойменных осадках: устойчивые к выветриванию породы составляют в них 82 %, а коэффициент окатанности (из-за большого количества битых галек) не превышает 1,0–1,1 [51].

С разрушением большого объема сабунских мегакластов при их переотложении связан и известный феномен резкого обогащения тяжелой фракции послесабунских отложений неустойчивыми к химическому выветриванию минералами. В западной части региона, где распространены мегакласты изверженных и метаморфических пород Урала, ими являются амфиболы и эпидот-цоизит, а в восточной – пироксены, образующиеся при разрушении траппов. По мере удаления от областей сноса количество этих минералов в осадках закономерно убывает, так как убывает количество распространенных здесь мегакластов. Сторонники оледенений указанные минералогические аномалии считают характерным для ледниковых эпох. По их мнению, только ледники, истирающие громадные объемы переносимых обломков горных пород, могли обогатить мелкозем отложенных ими осадков таким большим количеством неустойчивых к химическому выветриванию минералов [30]. В действительности же ни мегакласты, ни минералогические аномалии вмещающего его мелкозема с ледниками не связаны. Об этом можно судить по сопоставлению тяжелой фракции валуносодержащих сабунских и послесабунских отложений. Осадки сабунской свиты характеризуются низким (несколько процентов) содержанием неустойчивых к химическому выветриванию минералов. Их накопление происходило в крупном бассейне, в пределах которого главные поставщики указанных минералов (мегакласты) разносились плавающим льдом. За время длительного нахождения в сабунских песках гальки и валуны, сложенные полиминеральными породами, сильно выветрились. При переотложении они быстро разрушались, обогащая мелкозем более молодых отложений неустойчивыми к химическому выветриванию минералами.

Площадное распространение эратических мегакластов

Русская равнина

Сторонники материковых оледенений считают, что в центрах оледенений Русской и Западно-Сибирской равнин мощность ледниковых щитов составляла 3–4 км (кто ее определил, почему именно 3–4 км, а не меньше или не больше – не известно). Следовательно, перенесенные ледниками мегакласты должны перекрывать не только эти равнины, но и низкие участки прилегающих к ним гор. В действительности же этого не наблюдается: отложения, содержащие эратический гравийно-галечно-валунный материал и принимаемые за ледниковые образования, развиты только на низких участках равнин. В разных регионах они имеют одинаковое положение – заполняют переуглубленные до 250 м речные долины и слагают низкие (до 200 м над уровнем моря) водоразделы. Всем известен пример Средне-Русской возвышенности, в привершинной части которой отсутствуют эратические мегакласты и присутствуют реликтовые растения и животные. Сторонники оледенений считают, что ледниковый щит не смог преодолеть эту низкую (300 м над уровнем моря) 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 эратическими 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.

Не только Средне-Русская возвышенность не покрывалась ледниками, таких мест на севере Русской равнины много [23, 97,

101]. Сторонники ледникового учения называют их нунатаками. Как известно, нунатаки представляют собой отдельные скалы, выступающие над поверхностью ледниковых щитов Арктики и Антарктики. Здесь же речь идет о возвышенностях, не покрывавшихся ледниками. На них распространены реликтовые растения и животные и нет эрратических мегакластов.

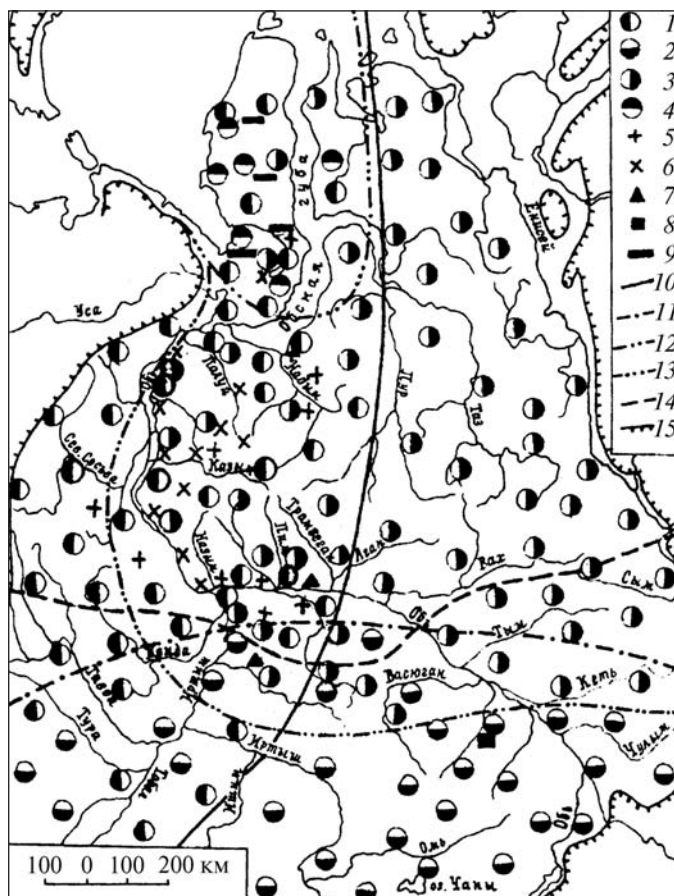
Сторонники оледенений считают, что при движении ледника от гор Фенноскандии до Средне-Русской возвышенности (расстояние около 1200 км), его мощность сократилась с 4000 м до 20–50 м. Если следовать этим представлениям, то чтобы продвинуться (растечься) на юг еще на 500–600 км, мощность ледника на Средне-Русской возвышенности должна была составлять не 20–50 м, а 2000 м. «Нунатаки» Русской равнины это своего рода «красный свет» движению гипотетических ледниковых покровов. По нашему мнению, они представляли собой острова в неогеновом озере-море, сезонные льды которого разносили каменный материал Фенноскандии по всей Русской равнине (см. рис. 7).

Западно-Сибирская равнина

Долгое время считалось, что в этот регион эрратический материал приносился ледниками, двигавшимися с запада и востока. Их смыкание предполагалось в срединной части равнины, примерно на меридиане р. Лямин. Однако затем часть сторонников материковых оледенений передумала и стала утверждать, что ледники на равнину двигались не из окружающих гор, а с севера – из Карского моря (см. гл. 9). Граница распространения ледникового щита проводится ими в 150 км к югу от широтного отрезка Оби.

Рис. 8. Карта распространения в Западной Сибири эрратических валунов разных питающих провинций.

Составил И.Л. Кузин по материалам собственных полевых наблюдений и данным Ф.Ф. Вильсона, В.С. Волковой, В.И. Громова, А.А. Земцова, Ю.Н. Кулакова, Н.А. Нагинского, М.П. Нагорского, В.А. Обручева, В.Н. Сакса, Я.С. Эдельштейна, С.А. Яковлева, С.В. Яковлевой.



Принесенные плавучими льдами валуны разных питающих провинций: 1 – западной (Северный, Приполярный и Полярный Урал); 2 – южной (Казахский мелкосопочник, Алтай, Саяны, Салаиро-Кузнецкая горная область); 3 – восточной (Енисейский край, Средне-Сибирское плоскогорье, Таймыр); 4 – северо-западной (Новая Земля, Пай-Хой). «Руководящие валуны и гальки» в наиболее удаленных от питающих провинций районах: 5 – лиловые (фиолетовые) кварциты (Полярный Урал); 6 – халцедоны и агаты (Средне-Сибирское плоскогорье); 7 – осадочные породы с отпечатками растений (Таймыр); 8 – каменный уголь (Кузбасс); 9 – черные известняки с кораллами и мшанками (Новая Земля, Пай-Хой). Границы распространения валунов разных питающих провинций: 10 – западной, 11 – южной, 12 – восточной, 13 – северо-западной. 14 – граница «максимального (самаровского) оледенения»; 15 – граница распространения коренных пород.

Как видно на составленных нами картах (рис. 8 и 9), эрратические мегакласты распространены не только в пределах так называемой ледниковой зоны, но и за ее пределами – они покрывают территорию всей Западно-Сибирской равнины. Их состав указывает на то, что питающих провинций было не одна или две, как считают сторонники оледенений, а четыре (рис. 8). Вернее, следует говорить о поступлении галек и валунов со всей периферии равнины, и не только из гор, но и из Казахского мелкосопочника и даже из-за Карского моря (Пай-Хой, Новая Земля). О масштабах этого процесса можно судить по рис. 9, на котором показаны только самые крупные из эрратических валунов, встреченных на том или ином участке равнины. На нем видно, что в неогене, как и в современную эпоху, самыми крупными были Уральская и Средне-Сибирская питающие провинции, где орографические, геологические и климатические условия для ледового разноса мегакластов были самыми благоприятными. Количество перенесенных мегакластов и их размеры закономерно убывают по мере удаления от гор. Как установлено нами, уральские валуны окатаны хуже среднесибирских, что связано с разной продолжительностью обработки каменного материала водотоками, так как реки Урала гораздо короче рек Средне-Сибирского плоскогорья.

Самые неблагоприятные для ледового разноса климатические условия были на крайнем юге равнины. Мегакластов здесь гораздо меньше, чем на севере, и представлены они преимущественно гравием и галькой, валуны встречаются редко. Однако, по данным В.А. Обручева, Я.С. Эдельштейна, В.И. Громова и других исследователей, эти мегакласты определенно указывают на их дальний перенос с юга. М.П. Нагорский (1948 г.), например, пишет, что валуны гранита на Шегарке, Парабели, Васюгане и Тyme, скорее всего, принесены Обью из района Колывани, где находятся коренные выходы пород аналогичного состава. Н.А. Нагинский (1953 г.) указывает, что в нижнем течении Кенги найдены окатанные обломки юрского угля, принесенного из центральной части Кузбасса. По данным В.С. Волковой (1966 г.), на Иртыше у пос. Демьянское найдены гальки, принесенные из Казахстана.

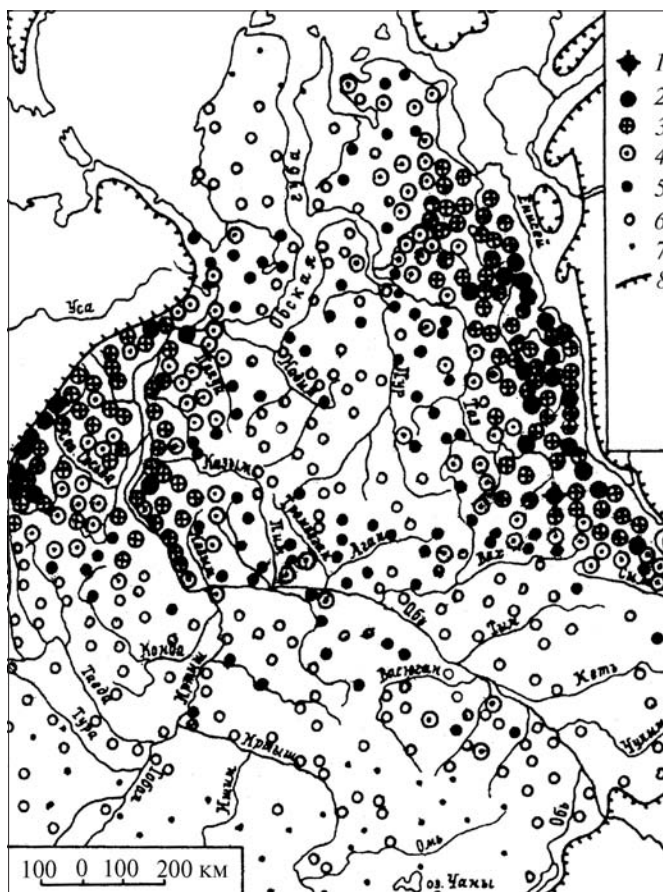


Рис. 9. Карта распространения разных по размеру эрратических валунов Западной Сибири.

Составил И.Л. Кузин по материалам собственных полевых наблюдений и данным Л.В. Введенского, П.Л. Драверта, Д.А. Драницына, А.А. Земцова, Р.С. Ильина, Ю.Н. Кулакова, Н.А. Нагинского, В.Н. Сакса, М.М. Фрадкина, А.Е. Ходькова, И.Д. Черского.

Размеры валунов (м): 1 – 6,0–4,0; 2 – 4,0–3,0; 3 – 3,0–2,0; 4 – 2,0–1,0; 5 – 1,0–0,5; 6 – 0,5–0,1; 7 – менее 0,1. 8 – граница распространения коренных пород.

Мегакласты, принесенные из Пай-Хоя и Новой Земли, распространены на крайнем северо-западе региона и представлены разнообразными породами. Среди них выделяются черные аргиллиты, песчаники и известняки с кораллами и мшанками. Они встречены нами в разных районах Ямала. По присутствию «заморских» валунов в Западной Сибири С.А. Яковлев [116] выделил новоземельский центр материкового оледенения. Нами присутствие здесь европейских валунов связывается с ледовым разномом по морю в неогене.

Надежными, легко определяемыми показателями областей сноса являются гальки халцедонов и лиловых кварцитов. Гальки халцедонов и агатов широко распространены в восточной части равнины. По мере удаления от источников сноса (траппы Сибирской платформы), их количество и размеры постепенно убывают. На крайнем западе они найдены нами в южной части п-ова Ямал и на правом берегу Нижней Оби, в том числе в непосредственной близости от Уральских гор (рис. 8). Восточносибирские халцедоны встречены даже в «морене максимального оледенения», обнажающейся в пос. Самарово (устье Иртыша). Эти данные противоречат общепринятым представлениям об образовании «самаровской морены» ледником, двигавшимся с Урала.

Гальки лиловых кварцитов тельпосской свиты Полярного Урала имеют меньшее площадное распространение (рис. 8). Самыми удаленными пунктами их нахождения являются реки Бол Салым и Бол. Юган (Среднее Приобье). Здесь они наблюдались нами среди валунов траппов, принесенных со Средне-Сибирского плоскогорья и Таймыра.

Перекрытия зон распространения мегакластов разных питающих провинций и переkreщивание путей их транспортировки указывают на то, что за длительное время существования сабунского озера-моря направления течений (преобладающих ветров) изменялись. Судя по ареалу распространения мегакластов восточной области сноса (около 80% площади Западно-Сибирской равнины), в неогене, как и в современную эпоху, господствующими были ветры северного и северо-восточного направлений.

«Ледниковые» отложения»

Как известно, французское слово «морена» означает скопление несортированного обломочного материала у края горного ледника. Литологические особенности горных морен, такие как отсутствие сортированности и слоистости, сторонники ледникового учения перенесли и на не имеющие отношения к ледникам две разновидности слабо сортированных отложений равнин умеренных широт — ледово-водные отложения и перлювий (горизонт обогащения крупнообломочным материалом). Считая обе эти разновидности плохо сортированных отложений мореной, К.К. Марков пишет: «Причиной отсутствия сортировки являются условия отложения, происходившего на суше, а не через толщу воды, почему и не могло происходить разделение фракций под влиянием тяжести и их последовательное оседание» ([23], с. 24). По нашему мнению, эти слова следует относить не к обеим указанным выше разновидностям слабо сортированных отложений, а только к перлювию; вторая же их разновидность имеет ледово-водное происхождение.

Широко распространенная на Севере, эта разновидность слабо сортированных отложений состоит из переотложенных в водной среде мелкозема и мегакластов местных осадочных пород, доля эрратического материала в них незначительна. Как отмечают многие сторонники материковых оледенений, эти отложения в разной степени сортированы и слоисты и содержат небольшое количество галек и валунов. Геолог-съемщик А.И. Животовская (1956 г), например, о «морене максимального оледенения» бас-

сейна нижнего течения Оби пишет следующее. «Гранулометрические профили породы на разных глубинах представляют почти однотипные кривые, свидетельствующие о довольно большой однородности осадка и сравнительно хорошей его сортированности. Обработанность, окатанность песчаных зерен основной массы, слагающей морену, носит явные следы водного происхождения. Даже микроскопические частицы, обычно меньше всего обработанные, в этих осадках несут следы водной обработки». Этот тип «морены» приведен на рис. 10.

Описанные А.И. Животовской отложения имеют большую (до 250–300 м) **мощность**. В них **часто содержится морская макро- и микрофауна и диатомовая флора**. Они заполняют переуглубленные речные долины и слагают низкие водоразделы (аналогичная картина наблюдается и на европейском Севере). Величина переуглублений древних долин увеличивается вниз по течению рек. Если в г. Сургуте, например, переуглубление долины Оби

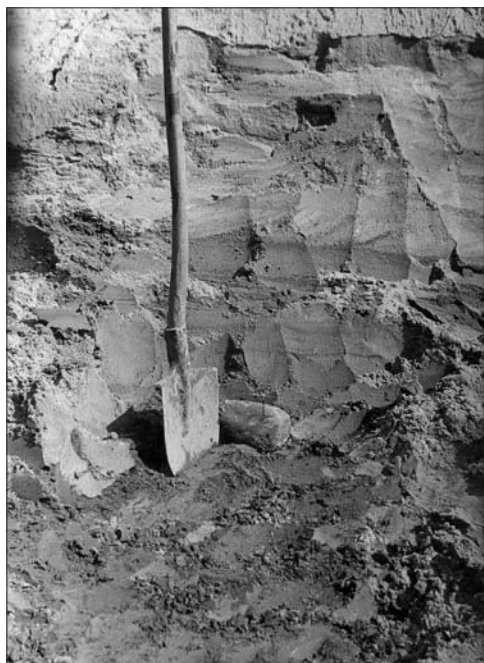


Рис. 10. Принимаемый за морену слоистый глинистый песок, содержащий редкие мегакласты; валун вывалился из дыры вверху. Западная Сибирь, р. Куноват, 1958.

составляет 20 м, то в г.Ханты-Мансийске оно увеличивается до 80 м, а в г. Салехарде – до 250 м. **Характерной чертой отложений**, заполняющих переуглубленные долины, является чередование тонкослоистых хорошо отмученных суглинков и супесей со слабо сортированными осадками, принимаемыми за морену (см. рис. 10). По принятой на Межведомственном совещании стратиграфической схеме Западной Сибири (Новосибирск, 1961 г.), описываемая толща водных осадков была выделена в ямальскую серию, включающую (снизу вверх) полуйскую, казымскую и салехардскую свиты.

Полуйская свита мощностью до 60 м залегает в нижней части переуглубленных долин. Она представлена как явно водными, так и мореноподобными фациями. Содержащаяся в них микрофауна (фораминиферы), по определению В.А. Басова, указывает на аккумуляцию в море на глубине 100–200 м. Вверх по разрезу эти отложения постепенно переходят в отложения казымской свиты мощностью до 100 м – **слоистые супеси, суглинки и алевроиты**, содержащие линзы и прослои песка. Крупнообломочного материала в них меньше, чем в полуйской свите. Осадки содержат богатый в видовом отношении комплекс диатомовых водорослей. По данным З.В. Рыбальченко [62], из 82 видов диатомей 3 вида являются морскими, 24 – солоновато-водными, 20 – пресноводно – солоновато-водными, 35 – пресноводными. Содержащиеся в отложениях казымской свиты фораминиферы, по заключению В.А. Басова, обитали в условиях морского бассейна, на гидрологическом режиме которого сказывалось влияние атлантических вод. Вверх по разрезу отложения казымской свиты постепенно переходят в отложения салехардской свиты мощностью до 200–220 м. Подошва свиты залегает на отметках минус 50–100 м, кровля – на высоте до 100–120 м над уровнем моря. Осадки представлены переслаивающимися хорошо и плохо сортированными (мореноподобными) фациями. Фауна морских моллюсков установлена в интервалах от –88 до +30 м над уровнем моря. Она часто встречается в северной части региона, в более южных районах ее заметно меньше. Самые южные участки находок морских моллюсков – скважины буровых

профилей Азовы-Мужи и Мужы-Тильтим. Здесь воды морских заливов, существовавших в переуглубленных речных долинах, были опреснены водами текущих с юга рек. Эта фауна обычно находится в грубых, мореноподобных отложениях. Наряду с макрофауной отложения содержат богатые комплексы морской микрофауны, а также морских и пресноводных диатомовых водорослей.

Сторонники ледникового учения пишут, что «главным литологическим документом древнего покровного оледенения является морена – наиболее специфический тип отложений ледниковой формации плейстоцена» ([75], с 19). Эти представления ошибочны. То, что на равнинах умеренных широт называется мореной, к покровным ледникам не имеет никакого отношения. Если настоящие (горные) морены перенесены и отложены ледниками, то выдуманные сторонниками ледникового учения «морены» равнин умеренных широт ледниками не переносились. Они сложены продуктами переотложения местных осадочных пород разного состава и возраста. Серый мелкозем «морены» Западной Сибири образован из переотложенных палеогеновых и меловых опок и диатомитов, черный мелкозем «морены» Подмоскovie является продуктом переотложения черных юрских глин, красный мелкозем «морены» Валдая – продуктом переотложения красноцветов палеозоя, а синева-серый мелкозем «морены» окрестностей Санкт-Петербурга – продуктом переотложения синей кембрийской глины. Мегакласты равнинных «морен» представлены в основном хорошо окатанными гальками и валунами местных осадочных пород (песчаников, известняков, опок и т.п.). Эратические же мегакласты в эти отложения попали не из ледника во время накопления осадков, а из существовавших здесь более древних осадочных пород. Непосредственно в осадок они принесены плавучими льдами: нами неоднократно наблюдались смятия (вдавливания) слоистых осадков под валунами; сверху такие валуны обычно перекрыты облекающими слоями тех же осадков.

На большей части равнинной территории европейского Севера нет морен. Прежде всего, это относится к Финляндии, в пределах которой, по мнению сторонников ледникового учения,

располагался центр материковых оледенений. Здесь повсеместно распространены разной крупности сортированные слоистые пески с гравийно-галечно-валунным материалом, ледово-водное происхождение которого даже у сторонников ледникового учения не вызывает сомнений. Получается парадоксальная картина: если в горах морены наблюдаются на всем пути следования ледника, то за пределами гор, на равнинах ледник образовал их только там, где в отложениях дочетвертичного возраста есть глины. В действительности же здесь никогда ледников не было: эрратические валуны, для объяснения происхождения которых были придуманы материковые оледенения, транспортировались сюда на льдинах по воде.

При накоплении осадков степень переработки размываемых пород зависит от местных условий – от характера бассейна и его берегов, состава обнажающихся пород и т.п. На одних участках накапливаются отложения более или менее хорошо сортированные и слоистые, на других – плохо сортированные, неясно-слоистые (мореноподобные). Как и в настоящее время, благоприятные условия для образования последних существовали там, где крутые берега были сложены преимущественно глинистыми породами и где поступающий в большом объеме разный по механическому составу материал быстро погребался, не претерпев полного переотложения в водной среде. Обязательной составной частью таких мореноподобных отложений наряду с мегакластами являются и так называемые ледниковые отторженцы, так как дочетвертичные породы не только размывались, но при благоприятных условиях обваливались и оползали, и в виде разной величины и формы обломков и блоков погребались в мелкозем.

Мореноподобные отложения содержатся как в базальных слоях, так и внутри осадочных толщ среди хорошо сортированных осадков. Как можно наблюдать в современных условиях, их образование связано с плавающими льдами, которые захватывают разной величины обломки горных пород на мелководьях и уносят далеко от берега. Интенсивность этого процесса изменяется в зависимости от палеогеографической обстановки, в частности, от изменения



Рис. 11. «Валунная мостовая» – горизонт обогащения крупнообломочным материалом (перлювий) на поверхности VII террасы (так называемая абляционная морена). Низовья Оби, мыс Салемал, 1962.

климатических условий. В периоды похолоданий, когда увеличивалась ледовитость морей, озер и рек, перенос грубообломочного материала протекал наиболее активно, в результате чего происходило формирование горизонтов мореноподобных отложений.

Мореноподобные отложения второго типа (перлювий) представляют собой горизонт приповерхностных отложений, обогащенных мегакластами. Они образуются при размыве валуносодержащих отложений, когда мелкозем из них водой или ветром выносится, а более крупные обломки горных пород остаются на месте. Содержание мегакластов бывает так велико, что на поверхности образуется своего рода валунная мостовая (рис. 11). Этот горизонт обогащения мегакластами облекает все неровности рельефа (рис. 12). Сторонники ледникового учения называют его абляционной мореной. Фотографии именно этой «крутой морены» обычно приводятся в публикациях ([23], рис. 5, 32; [61],



Рис 12. Перловий – «крутая морена». Валдайская возвышенность, 2009.

рис. 10.). Мощность перловия изменяется от долей метра на высоких водоразделах, где размыв валуносодержащих отложений был небольшим, до 10 м и более – в переуглубленных долинах, из которых при их образовании в море был вынесен громадный объем мелкозема (рис. 13).

В зависимости от условий залегания, эти остаточные образования сторонники оледенений относят к моренам разных ледниковых эпох. В Западной Сибири они описаны как морена тазовского (или зырянского) оледенения, если находятся на поверхности водоразделов и как морены самаровского или шайтанского оледенений – если залегают в переуглубленных долинах (рис. 14). Аналогичным образом стратифицируются остаточные образования и на европейском Севере.

Сравнение литолого-фациальных особенностей, условий залегания, мощностей и некоторых других характеристик разрезов квартера и неогена «ледниковых» и «внеледниковых» областей



Рис. 13. Разрезы перлювия, вскрытые на разной абсолютной высоте.

Сибирские увалы.

1 – выс. 110 м, верховья р. Мал. Атлым;
2 – выс. 150 м, водораздел Тром-Югана и Пура; 3 – выс. 225 м, верховья р. Сарм-Сабун.

позволяет говорить о позднеплиоценовом возрасте отложений, заполняющих переуглубленные речные долины севера Русской и Западно-Сибирской равнин. На протяжении нескольких десятилетий сторонники оледенений выступали против признания неогенового возраста этих отложений [9, 34, 38], 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 отложений, залегающих в переуглубленных долинах, имеет эоплейстоценовый возраст, а нижняя его часть – позднеплиоценовый возраст [105].

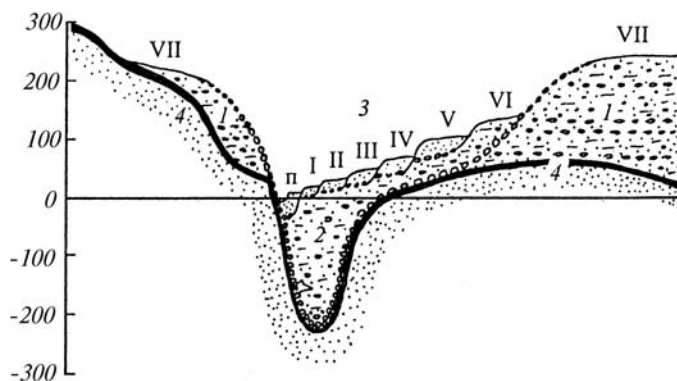


Рис. 14. Принципиальная схема взаимоотношения валуносодержащих отложений неогена и квартера Северной Европы.

1 – верхнемиоцен-нижнеплиоценовые отложения 200-метровой (VII) террасы; *2* – верхнеплиоцен-эоплейстоценовые отложения переуглубленных речных долин и низких водоразделов (VI террасы); *3* – неоплейстоценовые отложения V, IV, III и II морских, озерных (озеро-море) и речных террас – возрастные аналоги террасовых галечников верховий Дуная (гюнца, минделя, рисса и вюрма Пенка и Брюкнера). Голоценовые отложения *1* надпойменной и пойменной террас. *4* – коренные породы.

Поскольку переуглубленные речные долины вложены в валуносодержащие отложения высоких водоразделов, возраст последних в «ледниковой зоне» определяется нами как поздний миоцен – ранний плиоцен [43, 45]; по югу Русской равнины такой возраст принят давно.

Новейший геологический этап «ледниковой зоны» включает следующие крупные циклы осадко- и рельефообразования (рис. 15).

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

2. *Поздний миоцен – ранний плиоцен*. Трансгрессия до отметок 200–250 м над современным положением уровня моря. Накопление валуносодержащих речных, озерных (озеро-море) и морских отложений, образование 200-метровой (седьмой)

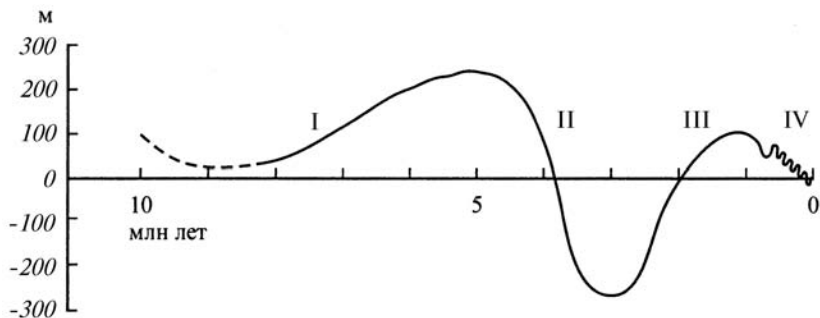


Рис. 15. График изменения положения главного базиса денудации в неоген-четвертичное время.

I — верхнемиоцен-раннеплиоценовая (судомская) трангрессия — накопление осадков, заполняющих среднемиоценовые речные долины и слагающих седьмую террасу; II — средне-позднеплиоценовая регрессия — выработка переуглубленных речных долин, образование регионально распространенного горизонта обогащения крупнообломочным материалом (перлювия); III — позднеплиоценовая-эоплейстоценовая (невская) трангрессия — накопление осадков, заполняющих переуглубленные речные долины и слагающих шестую террасу; IV — неоплейстоцен-голоценовая прерывистая регрессия — формирование пятой и более низких бассейновых и речных террас — возрастных аналогов террасовых галечников верховий Дуная.

террасы. Их мощность от 0 м на участках высокого положения кровли коренных пород увеличивается до 200–250 м на участках ее низкого залегания. Во время максимума трангрессии так называемая область материковых оледенений представляла собой громадный сезонно-замерзающий бассейн, соединявшийся с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами (см. рис. 7). Гряда Уральских гор отделяла его от пресноводного бассейна (озера-моря), покрывавшего всю Западно-Сибирскую равнину. Феноскандия, горные массивы Великобритании, наиболее высокие участки Русской равнины в это время были островами.

За долгое время существования Северо-Европейского бассейна теплые климатические условия неоднократно сменялись холодными. При похолоданиях 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 располагалась на широте Темзы и устья Рейна – здесь проходит южная граница распространения валунов. Далее на юго-запад сезонно-замерзающий бассейн переходил в незамерзающий Атлантический океан, поэтому на севере Франции отложения 200-метровой террасы не содержат эрратического материала. 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.

К началу глобальной средне-верхнеплиоценовой регрессии области «материковых оледенений» Русской и Западно-Сибирской равнин представляли собой аккумулятивные равнины, в осадках которых был заключен громадный объем мегакластов как местных, так и чуждых пород. К настоящему времени эти равнины сильно размыты, в полном объеме слагающие их отложения сохранились только на высоких водоразделах – останцах седьмой террасы.

3. *Средний–верхний плиоцен*. Регрессия от 200–250 до –250 м – выработка переуглубленных речных долин. При размыве валуно-содержащих отложений 200-метровой террасы и разных по составу пород субстрата мелкозем выносился за пределы района, а мегакласты оставались на месте, образуя горизонт обогащения (перлювий). Как отмечалось выше, 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 шестой террасы. В условиях ингрессионных бассейнов размыв и переотложение перлювия и разных по составу коренных пород явились 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 (см. рис. 14). Они представляют собой базальный горизонт мощной осадочной толщи, облекающий 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 пятую и более низкие надпойменные террасы и пойму. В их базальных плохо сортированных осадках, принимаемых за морену, также содержатся эрратические мегакласты, переотложенные из отложений 200-метровой (седьмой) террасы.

Сопоставление событий, связанных с транспортировкой эрратических мегакластов, показывает ошибочность 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 валуносодержащих отложений 200-метровой террасы. В зависимости от глубины эрозионного расчленения в разных частях региона, сторонниками оледенений эти отложения относятся 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 перлювия («абляционной морены»). Считается, что на водоразделе Балтийского, Черного и Каспийского морей развит рельеф днепровского (максимального) оледенения. Он представлен пологосклонными холмами и грядами, сложенными коренными породами, поверх которых местами залегают небольшой мощности (первые метры) осадки с мегакластами. Сторонники ледникового учения пишут о том, что здесь была морена и более древнего, окского, оледенения. Она полностью размыта; на ее бывшее существование указывают редкие мелкие валуны, залегающие в песке. 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» ([23], с. 94). Это утверждение ошибочно, так как большая часть эрратических мегакластов, в том числе самых крупных, залегает не в «морене», а в песке (рис. 16). Во время максимума неогеновой



Рис. 16. Глыба гранита в толще сыпучего мелкозернистого песка.
Северное Приладожье, 1952.

трансгрессии главный водораздел Русской равнины представлял собой зону мелководья озера-моря, поэтому здесь так мала мощность рыхлых отложений, содержащих редкие, мелкие, сильно выветрелые валуны. По направлению к Балтийскому морю глубина вреза заметно увеличивается, увеличивается и мощность перлювия. Развитые здесь «более свежие» формы рельефа и слагающие их отложения сторонники ледникового учения называют мореной московского оледенения. Еще ближе к морю, где глубина расчленения 200-метровой террасы максимальная, находится область «последнего, валдайского оледенения».

Стратификация палеонтологически немых валуносодержащих отложений с помощью приведенного выше «геоморфологического приема» позволила сторонникам ледникового учения 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 Русской равнины сторонники оледенений выделяют отложения четырех ледниковых эпох и сопоставляют их с отложениями ледниковых эпох А. Пенка и Э. Брюкнера – гюнцем, минделем, риссом и вюрмом. В отложениях переуглубленных долин и низких водоразделов, вложенных в 200-метровую террасу, они снова выделяют морены – аналоги «ледниковых» отложений предгорий Альп. Действительными же возрастными аналогами галечников верховий Дуная на Русской равнине являются молодые осадки террасового комплекса, завершающие разрез новейших валуносодержащих отложений.

ГЛАВА ШЕСТАЯ

«Последнее оледенение» на северо-западе Русской равнины

В становлении теории материковых оледенений в России Северо-Запад явился своего рода испытательным полигоном. Здесь зарождались и совершенствовались представления о количестве ледниковых и межледниковых эпох, их стадиях, фазах и осцилляциях, отрабатывались методики изучения и картирования отложений и форм рельефа ледниковой формации. Ледниковому фактору осадко- и рельефообразования посвящены многие сотни (если не тысячи) статей и десятки монографий, среди которых выделяются работы К.К. Маркова [23, 73, 74], Н.Н. Соколова [96] и С.А. Яковлева [114, 115, 116], палеогеографические представления которых и в настоящее время разделяются многими исследователями.

Крупные формы рельефа Северо-Запада представлены куэстами, образованными на полого залегающих палеозойских осадочных породах разной прочности. Отложения мезозоя и большей части кайнозоя здесь отсутствуют. На куэстах залегают содержащие мегакласты отложения, относимые сторонниками оледенений к ледниковым и водно-ледниковым образованиям. Их мощность резко изменяется по площади: на водоразделах она достигает 150–200 м, тогда как в понижениях (в так называемых низинах) – не превышает одного-двух десятков метров. С позиции обычной геологии указанные особенности в распределении мощностей отложений можно объяснить тем, что отложения, слагающие водоразделы и долины, имеют разный возраст: низины образовались в результате эрозионного расчленения более высоких элементов рельефа, поэтому залегающие в них отложе-

ния моложе отложений водоразделов. Самые низкие их участки сложены голоценовым пойменным аллювием. С позиции же ледниковой геологии объяснение новейшей палеогеографии региона сталкивается с непреодолимыми трудностями. Главная из них заключается в объяснении условий образования отложений, залегающих на разных гипсометрических отметках. Сторонники оледенений считают, что как высокие водоразделы, так и «низины» образовались одновременно – из мелкозема и мегакластов, принесенных и отложенных льдом последнего, валдайского оледенения. Для этого ими разработана не имеющая аналогов палеогеографическая схема.

В СССР изучением осадко- и рельефообразования эпохи валдайского оледенения в течение нескольких десятилетий второй половины 20 в. занимались исследователи разных организаций, преимущественно специалисты республик Прибалтики, Ленинграда и Москвы. Ведущая роль принадлежала Институту географии АН СССР, в котором работы проводились по инициативе и под научным руководством директора, академика И.П. Герасимова, а ответственным исполнителем была доктор наук Н.С. Чеботарева. Результаты этих работ изложены в многочисленных статьях и монографиях, включая Труды нескольких Всесоюзных совещаний по изучению краевых ледниковых образований, проведенных в ряде городов (Таллинне, Вильнюсе, Смоленске и др.). Сущность этих палеогеографических построений рассмотрим на опубликованных материалах Н.С. Чеботаревой. Они сводятся к следующему.

«Во время валдайского оледенения материковый ледниковый покров надвигался несколькими ледниковыми потоками, подразделявшимися на ряд лопастей, которые в свою очередь подразделялись на языки. Потоки и лопасти были приурочены к крупным впадинам доледникового рельефа... Между отдельными ледниковыми лопастями происходило накопление мощных осадков. В современном рельефе в тех местах, где во время оледенения происходил стык лопастей или потоков, располагаются крупные возвышенности, отличающиеся сложным рельефом, в одних

случаях грядовым, в других холмистым» ([89], с. 23) ... «После максимального распространения льдов валдайского оледенения начался период их деградации, который носил осцилляторный характер. В процессе деградации возникли краевые зоны, маркирующие положение края ледника на том или ином этапе оледенения... Среди форм рельефа, входящих в состав краевых зон, главное место принадлежит формам, образовавшимся в условиях существования активного льда (ледниковые комплексы – фронтальные, боковые морены и др.)» ([89], с. 25).

Сторонники ледникового учения считают, что наиболее широко льды валдайского оледенения были распространены 17–20 тыс. лет назад, после чего вскоре растаяли. Н.С. Чеботарева на примере Эстонии этот процесс описала так. «Дегляциация происходила быстрыми темпами. Для окончательного исчезновения ледников на всей этой территории потребовалось всего около 2200 лет. Краевые ледниковые образования Отепя – Курула образовались около 12,6 тыс. лет назад... Окончательное освобождение территории Эстонии от материкового льда произошло, вероятно, в аллереде» ([101], с. 44). Такой же возраст имеют и остальные краевые ледниковые образования Северо-Запада.

Мы считаем эти представления не обоснованными фактическим материалом. В многочисленных публикациях, посвященных рассматриваемой проблеме, отсутствуют сведения о времени и механизме образования довалдайских долин, о величине двигавшихся по ним ледниковых потоков (их длине, ширине, мощности), об объемах перенесенного ими обломочного материала и способе его «доставки» на высокие водоразделы – то есть о механизме формирования «краевых ледниковых образований». Нет сведений и о послеледниковом развитии долин. Наши полевые наблюдения опровергают утверждения сторонников оледенений о том, что в недавнем прошлом речные долины региона служили путями движения ледников. В них развиты пойма и несколько надпойменных террас, что позволяет со 100-процентной уверенностью говорить, что ни 20, ни 50 тысяч лет назад никаких ледников в речных долинах Северо-Запада не было.

Необоснованными являются и сами понятия о ледниковых потоках и краевых ледниковых формах рельефа. Сторонникам оледенений они понадобились, чтобы с ледниковых позиций объяснить образование многочисленных островных возвышенностей региона. Однако предложенный ими механизм «межлопастного» накопления мощных толщ «ледниковых» отложений и образования островных возвышенностей иначе, как надуманным, не имеющим современных аналогов назвать нельзя. Он «не обеспечен» ни мощностями предполагаемых ледниковых потоков, ни объемами якобы перенесенного и отложенного ими обломочного материала.

Тектонически обусловленную закономерность пространственного положения эрозионных (денудационных) форм рельефа сторонники оледенений приспособили к нуждам ледникового учения и называют эти формы рельефа ледниковыми. Они отмечают, что несмотря на колоссальные успехи в изучении палеогеографии четвертичного периода некоторые принципиальные вопросы ледникового осадко- и рельефообразования до недавнего времени оставались нерешенными. Выход был найден в признании ошибочными существовавшие многие годы гляциодинамические представления о том, что на равнине ледниковые покровы наступали и отступали единым фронтом. Как пишет А.А. Асеев, «В процессе изучения закономерностей рельефообразования у активного ледникового края представления первых исследователей ледникового рельефа (С.Н. Никитина и ряда других) о широком развитии мощных аккумулятивных гряд постепенно сменялись взглядами о наложении форм ледниковой аккумуляции на поднятия и уступы коренных пород» ([4], с. 6). Было высказано предположение, вскоре сменившееся общим признанием, о том, что древние ледники на равнинах имели сложное строение. Они двигались не единым фронтом, а отдельными потоками, которые разделялись на многочисленные лопасти и языки. На Северо-Западе стали выделять Балтийский, Чудской, Ладожский и Онежско-Карельский ледниковые потоки и их многочисленные лопасти и языки [4, 89, 101]. По А.И. Спиридонову [97], образованные ими конечные морены представляют собой формы грядового и

холмисто-грядового рельефа протяженностью до нескольких десятков километров. В плане они нередко имеют форму дуг и фестонов, отвечающую очертаниям края ледника. В тех местах, где ледниковые лопасти и языки выступали далеко вперед, дугообразные конечные морены могли переходить в боковые морены. На стыках ледниковых потоков формировались конечные морены, включающие и многочисленные островные возвышенности региона.

Считается установленным, что ледниковые потоки, лопасти и языки двигались по долинам и имели небольшие (десятки-первые сотни метров) мощности [4, 11, 89, 101]. Водоразделы служили ледоразделами, высота которых не превышала 150–300 м над уровнем моря. Мощность льда на них была минимальной; некоторые участки ледоразделов вообще не покрывались льдом и являлись нунатаками [101].

Из публикаций нельзя понять, как происходило накопление отложений, слагающих конечно-моренные гряды и островные возвышенности. Если мощность ледниковых потоков, лопастей и языков не превышала десятков или первых сотен метров, то как такие маломощные ледники за очень короткое время могли перенести на большие расстояния и отложить громадный объем моренного материала?! Если ледники двигались по долинам, то почему перенесенный ими обломочный материал оказался на ледоразделах, где его мощность достигает 200–220 м, площадь распространения – сотни и тысячи квадратных километров, а объем – сотни и тысячи кубических километров?! Ответа на эти ключевые вопросы ледникового учения нет.

Основоположником рассматриваемых палеогеографических представлений считается А.Б. Басаликас. Занимаясь физико-географическим изучением территории Литвы (выделением региональных и типологических ландшафтных единиц), он пришел к следующим выводам. «Ледник не был монотонным, а состоял из многих выступов, отходящих от основного щита... Установлена следующая система подразделения ледниковых выступов в порядке убывания их величин и значения: ледниковый поток, ледниковая лопасть, ледниковый язык и ледниковый микроязык...

Геоморфологическим выражением лопастности ледникового края является фестончатый рисунок полос краевых образований, огибающих понижения, в которых происходило таяние и омертвление ледниковых выступов... Наиболее мощная, пространственно сосредоточенная аккумуляция моренных материалов происходила в развилках ледникового края, то есть в углах стыка соседних выступов. Поэтому самые большие абсолютные высоты определенной полосы краевых образований приурочены, как правило, к угловым (межъязыковым или межлопастным) участкам... Островные моренные возвышенности - это, в сущности, полисинтетические моренные массивы, разрастание которых продолжалось в течение нескольких стадий одного оледенения и даже нескольких оледенений... Повышение коренных пород, часто обнаруживаемое в основании островной возвышенности, явилось первичной преградой, которая обусловила растекание ледниковых масс и возникновение развилки, концентрировавшей первичное обильное накопление моренных материалов» ([11], с. 161–165) .

Как видно из приведенного описания, А.Б. Басаликас изложил свое видение решения проблемы ледникового осадко- и рельефообразования, однако механизма этого процесса не объяснил. Его способ межлопастного осадконакопления и формирования островных возвышенностей противоречит основам гляциологии и геологии. Как уже отмечалось, маломощные ледники не могли за короткое время перенести громадный объем обломочного материала и отложить его на большом удалении от долин, по которым они двигались. Поэтому ссылки сторонников оледенений [4, 97, 101] на статью А.Б. Басаликаса, как якобы содержащую объяснение механизма образования краевых форм ледникового рельефа, следует признать ошибочными, не соответствующими действительности.

По нашему мнению [52, 56], так называемые краевые ледниковые образования являются не аккумулятивными (насыпными), а скульптурными формами рельефа – останцами неогеновой террасы озера-моря. Их пространственное положение определено не гипотетическими ледниковыми потоками, лопастями и язы-

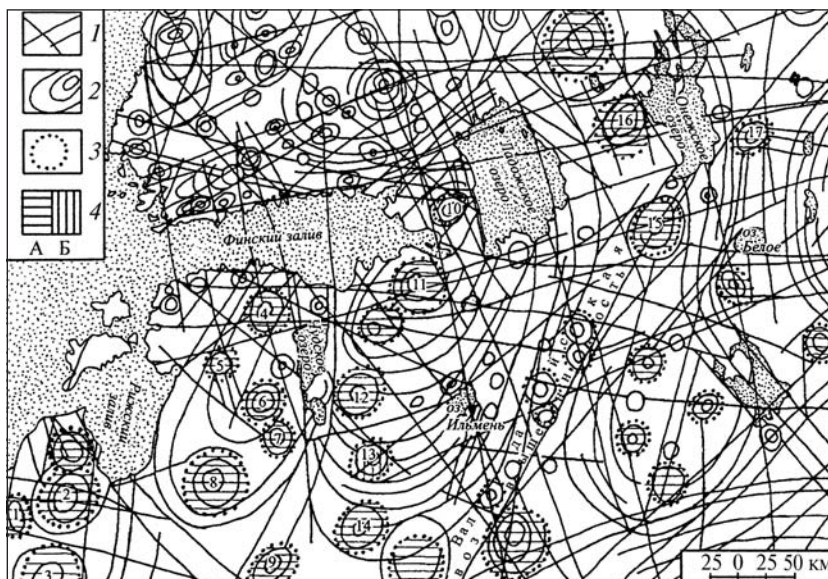


Рис. 17. Космотектоническая карта северо-запада Русской равнины.

Составил И.Л. Кузин.

1 – трансрегиональные, региональные и локальные разломы; 2 – кольцевые структуры; 3 – островные возвышенности (останцы неогеновой озерно-морской террасы): 1) – Западно-Курземская, 2) – Восточно-Курземская, 3) – Жемайтская, 4) – Пандивере, 5) – Сакала, 6) – Отепя, 7) – Ханья, 8) – Видземская, 9) – Латгальская, 10) – Лемболовская, 11) – Ижорская, 12) – Плюсская, 13) – Судомская, 14) – Бежаницкая, 15) – Вепсовская, 16) – Олонецкая, 17) – Андомская. 4 – островные возвышенности цокольные (А) и нацело сложенные неоген-четвертичными отложениями (Б).

ками, двигавшихся по речным долинам, а структурным планом осадочного чехла плиты. На Космотектонической карте региона (рис. 17), составленной по материалам дешифрирования КС разных масштабов (в 1 см от 15–20 до 100–150 км), отображена тектоническая составляющая крупных мульдообразных понижений дневной поверхности и осложняющих их островных возвышенностей. Она представлена сложной системой разрывных нарушений в фундаменте и осадочном чехле плиты (прямолинейных и кольцевых), определивших плановое положение гидрографичес-

кой сети региона. Наиболее крупные из прямолинейных разломов были установлены еще более 100 лет назад А.П. Карпинским (так называемые линии Карпинского). Ими обусловлены очертания Финского залива, Чудского, Ладожского, Онежского и некоторых других озер, а также долин рек.

На северо-западе Русской равнины отчетливо выражены четыре крупные овальной формы тектонические структуры, осложненные многочисленными более мелкими кольцевыми образованиями. Сформированные миллиарды лет назад в кристаллических породах фундамента, в результате слабых поднятий и опусканий они проявились и в осадочном чехле плиты, определив плановое положение главных элементов орографии региона. Поэтому практически все островные возвышенности «насажены» на локальные кольцевые структуры (см. рис. 17).

На ошибочность представлений о межлопастном ледниковом происхождении «краевых форм рельефа» указывает и тот факт, что аналогичные тектонические образования широко развиты и в структурном плане Балтийского кристаллического щита (см. рис. 17). Здесь отсутствует осадочный чехол и на поверхность повсеместно выходят граниты и гнейсы архея и протерозоя.

Судя по распространению участков, не покрывавшихся льдом (нунатаков), мощность ледниковых потоков была небольшой – не превышала 200 м. Об этом можно судить по Карте «Ладожского ледникового потока», составленной О.М. Знаменской, М.А. Фаустовой и Н.С. Чеботаревой [101]. Как пишут эти авторы, из Ладожского озера ледниковый поток двигался по долине р. Волхов, озеру Ильмень и далее на юг по долине р. Ловать, в верховьях которой установлены нунатаки. Они находятся на северо-западном склоне Валдайской возвышенности (абс. выс. 140–210 м), в районах городов Рудня и Нелидово, озер Каспля и Купринское ([101], с. 57). Существование нунатаков означает, что дальше этих мест ледниковый поток не мог двигаться и Валдайская возвышенность ледником не покрывалась. Однако по воле указанных авторов «Ладожский ледниковый поток» не только перевалил через Валдайскую возвышенность (312 м над ур. м.), но и продвинулся

к югу еще на 250 км, где перекрыл Витебскую возвышенность (294 м над ур. м.). Невысокие водоразделы с реликтовыми флорой и фауной (нунатаки) установлены не только на Валдае, но и в других районах Северо-Запада.

Как уже отмечалось, с воздействием маломощных ледниковых потоков связывается формирование современного рельефа региона и накопление 200-метровой толщи валуносодержащих отложений островных возвышенностей, которую мы назвали судомской толщей. О формировании Судомской возвышенности (ее длина 42 км, ширина 35 км, высота 294 м над ур. м.) Н.С. Чеботарева [101] пишет следующее: вместе с Бежаницкой и Лужской возвышенностями она входила в состав ледораздельной зоны, находившейся между Чудским и Ладожским ледниковыми потоками и их лопастями; поэтому она является межлопастной мореной валдайского оледенения. Однако никаких объяснений механизма этого гипотетического процесса образования осадков и рельефа она не приводит. Его ошибочность очевидна: если возвышенность служила ледоразделом между двумя ледниковыми потоками, то она не может быть сложенной обломочным материалом, принесенным этими ледниковыми потоками.

Состав и текстурные особенности отложений Судомской и других островных возвышенностей региона указывают на их неледниковое происхождение. Вместо беспорядочного нагромождения разных по размеру и составу обломков, как должно быть в случае образования ледниками, здесь наблюдается стратифицированный разрез, в котором хорошо сортированные водные осадки переслаиваются с ледово-водными (мореноподобными) отложениями. Из описания разреза видно, что весь мелкозем и большая часть содержащегося в нем крупнообломочного материала образовались за счет размыва местных осадочных пород; лишь сравнительно небольшая часть мегакластов принесена издалека. Чтобы разобраться с происхождением Судомской возвышенности, приводим краткое описание слагающих ее отложений (по [112]; скважина 1).

В основании разреза новейших отложений залегают породы палеозойского возраста. Они представлены известняками, мерге-

лями, глинами, алевроитами и песками девона, цвет которых изменяется от светло-серого до бурого и вишнево-фиолетового. Над ними вскрыт следующий разрез.

1) Суглинок глинистый с прослоями песчаного суглинка и примесью гравийно-галечно-валунного материала. Последний представлен известняками девона; в подчиненном количестве присутствуют гранит, диабаз и другие кристаллические породы. Основная масса мегакластов сосредоточена в базальном слое. Вверх по разрезу на фоне сокращения их общего количества уменьшается и количество обломков осадочных пород (с 85 до 50%). Преобладающий цвет отложений коричневый. Мощность 61,6 м.

2) Алевроито-песчаные отложения. Их нижняя часть сложена песком серым, хорошо сортированным, содержащим прослой глин, алевроитов и тонкозернистого песка. Встречаются мелкие гальки известняка и кристаллических пород. В верхней части горизонта преобладают переслаивающиеся алевроиты и тонкозернистые пески, содержащие редкую гальку. Мощность 25,9 м.

3) Песок глинистый, темно-серый, прослоями красновато-коричневый. В верхней части горизонта наблюдаются многочисленные прослой алевроита мощностью от 1 до 4 м, а также хорошо сортированного крупнозернистого песка и гравия, содержащих мелкую гальку осадочных и кристаллических пород. Крупные гальки и валуны встречаются очень редко. Мощность 46,0 м.

4) Горизонт неравномерно переслаивающихся глин, алевроитов и песков. В нем часты прослой, обогащенные гравием и мелкой галькой девонских известняков и глин. Цвет осадков – от серого до бурого и вишнево-красного. Мощность 36,0 м.

5) Суглинок бурый с рассеянным крупнообломочным материалом. В нижней части горизонта наблюдаются прослой вязких плотных глин, а в верхней - прослой алевроитов и песков, содержащих гравий и мелкую гальку. Мегакласты сложены как кристаллическими, так и осадочными породами (известняками девона и ордовика). Встречаются глыбы кристаллических пород и пестроцветных девонских глин до 4–5 м в поперечнике. Вскрытая мощность 20,0 м.

На участке описанной скважины верхняя часть горизонта 5 размыта. Возможно, поэтому на поверхности здесь наблюдается скопление крупнообломочного материала. Более высокая часть разреза описана по горным выработкам.

б) Завершает разрез хорошо сортированный тонкозернистый песок, описанный как отложения камов и озов. В нем содержатся прослои гравия и галек, представленных преимущественно известняками девона. Мощность — до 10–15 м.

За пределами описанной скважины на поверхности Судомской возвышенности залегают «безвалунные шоколадные алевроиты и глины» мощностью 4 м. Их взаимоотношения с песками горизонта 6 и суглинками горизонта 5 не установлены. Аналогичные отложения широко распространены на вершинах и склонах других островных возвышенностей региона в интервалах высот от 150 до 200 м и более над уровнем моря, где их мощность составляет 20–30 м и более. Они слагают поверхность самой высокой в регионе террасы и так называемые звонцы, описание которых дано в гл. 7.

Как видно из описания, в «морене» Судомской возвышенности часто встречаются слои и пачки слоев чистых алевроитов и глин мощностью до 3–4 м. По мнению сторонников оледенений, и камовые пески, и эти алевроиты и глины накапливались в озерах, существовавших на поверхности ледника. Такое объяснение ошибочно, так как на ледниках нет условий для разделения переносимого ими обломочного материала по фракциям и накопления переслаивающихся осадков разного литологического состава.

В приведенном разрезе горизонты 1, 3 и 5 отнесены к ледниковым, а горизонты 2, 4 и 6 — к водно-ледниковым образованиям. Кроме трех указанных, на склонах возвышенности описан еще один (четвертый) горизонт морены. По нашему мнению, он представляет собой перлювий — горизонт обогащения крупнообломочным материалом, образовавшийся в результате эрозионного расчленения (денудации) верхней части описанного разреза и обогащения приповерхностного мелкозема валунами и гальками.

Образование описанной 200-метровой толщи отложений Судомской и других островных возвышенностей региона сторон-

ники ледникового учения связывают с поздневалдайской фазой (стадией) валдайского оледенения продолжительностью 10 тыс. лет [112]. Ошибочность этих представлений очевидна: в течение 10 тыс. лет происходило формирование поймы и первой надпойменной террасы, а для формирования 200-метровой толщи осадков, включающей частые прослой алевритов и глин, необходимо гораздо более продолжительное время. Только накопление указанных алевритов и глин выходит за временные рамки всего «валдайского оледенения».

Как известно, при одинаковом содержании переносимого льдом обломочного материала мощность ледниковых отложений будет большей там, где больше растаяло льда. Однако в приведенных выше палеогеографических построениях это правило «не работает». В речных долинах, по которым, якобы, двигались ледниковые потоки и в которых, следовательно, мощность растаявших льдов была наибольшей, ледниковые отложения практически отсутствуют. На «ледоразделах» же их мощность максимальная – до 200–220 м. Как уже отмечалось, эти геологические аномалии сторонники оледенений связывают со специфическими условиями осадко- и рельефообразования. В многочисленных публикациях в деталях расписано, когда и куда двигались ледниковые потоки, их лопасти и языки, какие отложения и формы рельефа были созданы ими, однако о механизме этих процессов ничего не сказано. Если ледниковые потоки действительно двигались по речным долинам, то почему тогда перенесенная ими морена оказалась на водоразделах? Причем не в их краевых частях, а на большом (10–20 км) удалении от долин. Ширина таких «ледоразделов» составляет десятки километров, мощность слагающих их «ледниковых» отложений достигает 200 м, а объем – десятки и сотни кубических километров. Только в пределах Судомской возвышенности объем якобы принесенных ледниковыми потоками отложений составляет 300 км³, а таких возвышенностей в регионе – десятки.

Сторонники оледенений считают, что глинистые валуносодержажие отложения Судомской возвышенности являются ледниковыми (морена), а песчаные – водно-ледниковыми образова-

ниями [101, 112]. Такая генетическая трактовка новейших отложений ошибочна. Спорово-пыльцевой анализ так называемых морен не проводился, а в «водно-ледниковых песках» определены достаточно теплолюбивые комплексы спор и пыльцы с преобладанием пыльцы древесных пород (до 70–80%). Последняя указывает на то, что по берегам бассейна, в котором отлагались водно-ледниковые пески, произрастали сосново-березовые леса с примесью ели и ольхи, а также широколиственных пород. По определению Е.С. Малясовой [112], древесную растительность здесь представляют *Betula* (до 50%), *Pinus* (20–35%), *Picea* (10–25%), *Alnus* (1–20%), реже – *Carpinus*, *Corylus*, *Tilia* и *Ulmus*. О каком «суровом климате приледниковой зоны» можно говорить по такой растительности, как береза, сосна, ель, ольха, а тем более граб, орешник, липа и вяз, если в настоящее время ее можно найти в лесах южной части Русской равнины?!

Приведенные ошибочные толкования растительности, как показателя суровых климатических условий эпох оледенений, содержатся во многих публикациях. В этом отношении особенно не повезло карликовой березе (*Betula nana* Г.). Считается, что осадки, содержащие пыльцу этого кустарника, отлагались у края ледника, где из-за суровых климатических условий другая растительность не могла существовать. Эти представления не соответствуют действительности. Карликовая береза и в настоящее время широко распространена как на Русской, так и на других равнинах умеренных широт, где сторонники оледенений присутствие ее пыльцы в новейших отложениях истолковывают как показатель суровых приледниковых условий осадкообразования. На Западно-Сибирской равнине, например, ее можно встретить в разных ландшафтных зонах, от лесостепи до тундры, протянувшихся с юга на север более, чем на 2000 км. Даже далеко за Полярным кругом, на крайнем севере региона (на о-ве Белом), где карликовая береза низкорослая, а климатические условия действительно очень суровые, нет никаких признаков современного оледенения. Тем более их нет в Среднем Приобье, в зоне тайги, расположенной на 1500 км южнее. Однако сторонники оледенений, чтобы

подчеркнуть суровость климатических условий этого района в «эпоху максимального (самаровского) оледенения», ссылаются на содержащуюся в отложениях пыльцу карликовой березы.

Свидетелями существования последнего материкового оледенения считаются и так называемые ленточные глины, широко распространенные в северной Европе (Норвегия, Швеция, Финляндия, страны Прибалтики, Северо-Запад России и другие регионы). Они развиты в интервалах абсолютных высот от -30 м под руслом Невы в Санкт-Петербурге до +150 м – в южной Швеции. Их мощность обычно составляет несколько метров, лишь в редких разрезах достигает 25–30 м. Во многих районах указанных областей эти отложения отсутствуют [23, 37; 114].

Ленточные глины представляют собой тонкое переслаивание песка и глины, которое шведский исследователь Г. Де-Геер (1884 г.) объяснил специфическими условиями осадконакопления в приледниковом бассейне, якобы существовавшем перед краем отступавшего последнего ледникового покрова. Летом во время интенсивного таяния льда отлагался слой песка, а зимой, когда таяние прекращалось, – слой глины. Пара таких слоев образует годичную ленту. В разных районах толщина лент разная, от 1–2 мм до 30 см; обычно она составляет 1–5 см. По условиям образования летний (песчаный) слой в несколько раз толще зимнего (глинистого), однако в некоторых районах слои глины в лентах в 5–10 раз толще слоев песка [37].

Результатом изучения условий и характерных особенностей образования ленточных глин явился Геохронологический метод, разработанный Де-Геером (1905 г.) для определения в абсолютных цифрах продолжительности позднеледникового и послеледникового времени. Этот метод получил высокую оценку у «специалистов по ледниковому периоду» и широко применялся в разных странах, в том числе в России. К.К. Марков назвал этот метод «точнейшим из всех хронологических методов геологии» ([72], с. 37). Этим методом, например, было определено, что от последнего ледникового покрова южная Швеция освободилась 13 500 л. н., средняя Швеция (район Стокгольма) – 10 000 л.н., а район Санкт-

Петербурга – 12 000 л. н.; полностью ледниковый покров растаял 7000 л. н. Скорость таяния ледника составляла 300—450 (по другим данным 200–250) м в год. Время, необходимое для формирования моренных гряд Сальпауселькя на юге Финляндии, было определено в 225 лет для внешней гряды и в 183 года – для внутренней.

В действительности же рассматриваемый Геохронологический метод ошибочен по своей сути. Нет никаких доказательств того, что ленточные глины действительно отлагались в едином, расширяющемся по мере таяния ледника бассейне, уровень которого непрерывно повышался от –30 до +150 м над уровнем моря. В современную эпоху вне связи с ледниками ленточные глины образуются в озерах, расположенных на разных гипсометрических отметках и на разных широтах, от Норвегии, Швеции и Финляндии на севере до Крымского п-ова – на юге [84]. Они встречаются в отложениях не только квартера, но и неогена, палеогена и более древних. Наряду с озерными (пресноводными) широко представлены ленточные глины морского происхождения (с фауной), описанные в Финляндии [23], на Кольском п-ове [61], в Карелии, на берегах Баренцева и Карского морей.

Ошибочно и определенное этим методом время формирования рельефа региона. Как уже отмечалось, применяя этот метод, сторонники оледенений определили, что район Стокгольма освободился ото льда только 10000 л.н. Распространенные здесь геоморфологические уровни противоречат такому заключению. Только на формирование выработанной в скальных породах третьей террасы, развитой в окрестностях этого города, потребовалось несколько десятков тысяч лет [60].

Сторонники материковых оледенений по аналогии с современными горными ледниками выделяют стадии отступления последнего ледникового покрова. Этой проблеме посвящено большое количество публикаций в нашей стране и за рубежом. В России стадии отступления ледника описаны только на Северо-Западе; на остальной территории севера Русской равнины, как и в Западной Сибири их не выделяют.

Полнее всего эта проблема исследована Н.С. Чеботаревой и ее соавторами. Составленная ею карта стадий, фаз и осцилляций валдайского ледника приведена в учебниках [75, 97]. На этой карте северо-западная покатость Русской равнины разделена на ряд вытянутых в северо-восточном направлении фестончато-изогнутых полос, которые, по мнению ее составителя, представляют собой выраженную в рельефе динамику отступления валдайского ледника. В действительности же эти формы рельефа не связаны с ледниками. Это – разной величины и формы гряды (валдайская, сальпаусселькя и др.) и разделяющие их понижения, отражающие простирания структурных элементов осадочного чехла плиты, подчеркнутые эрозионно-денудационными процессами. Об этом пишут и некоторые сторонники ледникового учения. Статья Э.Ю. Саммета, например, так и называется «О связи стадийных краевых образований Валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины» [93].

Стадии отступления «последнего ледникового покрова» изучают не только по грядам «конечных морен», но и по большому скоплению мегакластов на водоразделах. А.А. Алейников, например, таким способом вел поиски следов валдайского ледника, отступавшего из Белоруссии на северо-восток [1]. Летом 1952 г. автор помогал ему в полевых работах в Северном Приладожье. Действительно, скопления глыбово-валунного материала на дневной поверхности распределены неравномерно: на одних участках они есть, а на других – нет. Только со временем стало ясно, что большие его скопления приурочены к высоким водоразделам – останцам самой древней террасы. При ее расчленении из приповерхностных отложений был вынесен мелкозем, в результате чего образовался горизонт обогащения мегакластами (перлювий). В более молодых террасах перлювий вошел в состав аллювия, его базального слоя, поэтому скоплений валунов и галек на них не наблюдается.

«Ледниковый рельеф»

Как известно, происхождение и возраст рельефа Русской и Западно-Сибирской равнин разные исследователи объясняют по-разному. Одни исследовали [3, 15, 23, 35, 70, 96] считают, что здесь широко распространены ледниковые и водно-ледниковые отложения, главным диагностическим признаком которых являются содержащиеся в них мегакласты. Признанием ледникового происхождения валуноносодержащих отложений и сложенного ими рельефа определяется их четвертичный возраст, так как согласно ледниковому учению эрратические мегакласты были принесены сюда ледниками в четвертичное время. По мнению другой группы исследователей [21, 40, 56, 85], образование валуноносодержащих отложений не связано с покровными ледниками. Они имеют ледово-водное происхождение – морское, озерное или речное. Неоднократные трансгрессии и регрессии Полярного бассейна явились причиной формирования главных составных частей рельефа – геоморфологических уровней [41, 45].

Геоморфологические уровни

Западно-Сибирская равнина

Характерной чертой Западно-Сибирской равнины является ее ступенчатость – понижающаяся с юга на север лестница террас. Долгое время здесь выделяли только низкие морские и речные террасы, образование же более высоких элементов рельефа связывалось с аккумулятивной и напорной деятельностью ледников.

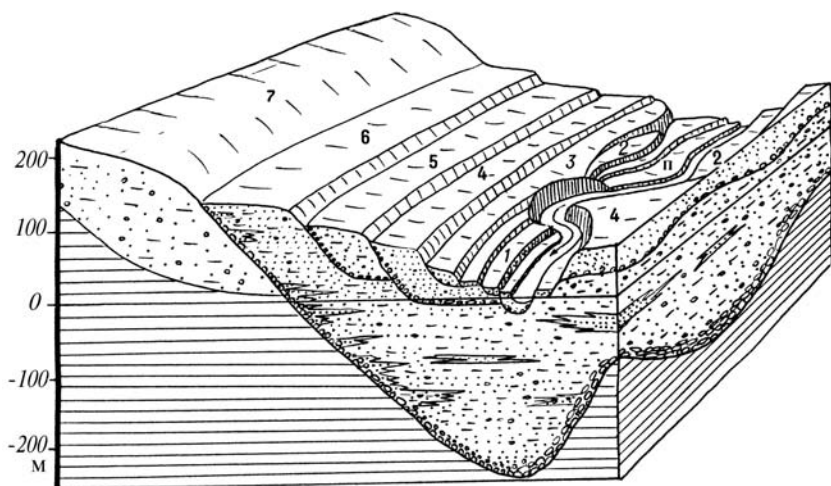


Рис. 18. Блок-диаграмма геоморфологических уровней.

В конце 50-х – начале 60-х годов прошлого века автором было установлено, что и водораздельные пространства, включая самые высокие, являются морскими или озерно-речными террасами [40, 42]. Здесь развито восемь геоморфологических уровней – от неогеновой седьмой террасы до голоценовой поймы (рис. 18). Самая древняя терраса развита на высоких водоразделах, включая Сибирские увалы, к северу от которых распространены более низкие преимущественно морские террасы, а к югу – **сопряженные** с ними террасы озера-моря. В морские и озерные террасы вложены речные террасы.

Сторонники ледникового учения выступили с резкой критикой представлений об отсутствии материковых оледенений и террасированности Западно-Сибирской равнины: «Прямым следствием столь ортодоксальных взглядов явилась палеогеографическая концепция, согласно которой не только ледниковая область, но и почти вся Западно-Сибирская низменность была покрыта водами единого бассейна, на севере – морского, на юге – пресноводного. Берегами его служили обращенные к низменности склоны горного обрамления.... В соответствии с этими пред-

ставлениями родилась и геоморфологическая гипотеза, согласно которой Западно-Сибирскую низменность предлагается рассматривать как террасированную, ярусную равнину, образовавшуюся в процессе регрессии Арктического бассейна, после его высокого стояния в салехардское время» ([34], с. 8). Однако последующие полевые работы геологов ЗапСибНИГНИ, Тюменской комплексной геолого-разведочной экспедиции и Ханты-Мансийской геолого-съёмочной партии, в которых принимал участие и автор, показали ошибочность этих критических высказываний. В ЗапСиб-Геонаце по материалам многолетних работ разных организаций была подготовлена и в 1999 г. утверждена Научно-редакционным Советом Министерства Природных ресурсов России Легенда для геологических карт масштаба 1 : 200 000 (Тюменско-Салехардская подсерия Западно-Сибирской серии геологических карт). Как уже отмечалось, по этой легенде под редакцией автора были составлены и изданы многие десятки листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, на которых так называемые ледниковые и водно-ледниковые отложения региона показаны как ледово-морские и ледово-озерные террасовые отложения неоген-четвертичного возраста.

*Седьмой геоморфологический уровень
(верхний миоцен—нижний плиоцен)*

Седьмая терраса озера-моря изучалась нами в разных частях Сибирских увалов, а также на возвышенностях Люлин-Вор, Мушинский Урал, Черные горы, на междуречьях Ворьи и Мал. Сосьвы, Казыма, Куновага и Полуя, Хулги и Сыни и др. (см. рис. 3). Ее высота составляет 200–250 м; на участках новейших поднятий она увеличивается до 300 м. Терраса сложена осадками установленной нами сабунской свиты, состав которых изменяется в зависимости от удаленности от областей сноса (см. гл. 3). Поверхность террасы сильно размыта, поэтому ее высота, внешний облик и строение в разных частях равнины разные. Уступ, отделяющий ее от шестой и более низких террас, обычно выположен. Однако на некоторых участках бассейнов Сев. Сосьвы, Сыни и других рек он хорошо сохранился и отчетливо выражен как на местности,

так и на аэро- и космоснимках и топографических картах. На левом берегу Сев. Сосьвы, например, в верховьях речек Каркасья, Шомая, Палья, Сартынья, Усья он образует несколько полудужий длиной до 40–60 км, высотой до 50–60 м.

Описываемая терраса озера-моря распространена не только на равнине, но и на прилегающих к ней горах. Нами она описана на разных участках восточного склона Полярного и Приполярного Урала, от Байдарацкой губы на севере до верховьев Сев. Сосьвы – на юге, где она представляет собой выработанную в скальных породах ступень. Сильно размытая реками и ручьями, в современном рельефе эта древняя терраса представляет собой систему увалов высотой около 250–350 м над ур. м. и шириной до 10–20 км. На плоских поверхностях увалов местами сохранился маломощный (до 3–5 м) плащ песчано-глинистых отложений, содержащих валунно-галечный материал разного петрографического состава и окатанности. Аналогичная ступень рельефа распространена и на западном склоне Урала. В.А. Варсанофьева (1932 г.) и некоторые другие исследователи ошибочно описали ее как пьедестал гор (пьедмонт), образованный процессами денудации в палеозойское время.

Речная седьмая терраса развита только в окружающих равнину горах. В пределах Уральских гор она изучалась нами в бассейне верхнего течения Хулги (долины рек Тыкотлова, Балбанью, Выхолью, Неркаю). Здесь она представляет собой сохранившиеся от размыва днища очень широких речных долин субмеридионального направления. Сторонники материковых оледенений называют их ледниковыми (троговыми) долинами. Некоторые участки таких долин «брошены» водотоками и представляют собой седловины – водоразделы текущих в разные стороны рек. «Разорванные» широкие долины обычно объединяют верховья нескольких рек. Одна из таких долин находится в срединной части хребта у подножия горы с отметкой 1549 м. Она вытянута в северо-восточном направлении и включает верховья современных рек Балбанью, Мал.Тыкотлова и Бол.Тыкотлова, а также седловины – водоразделы между ними. Общая длина этой древней долины, уходящей на север к истокам



Рис. 19. Широкая увалистая поверхность седьмой надпойменной террасы р. Мал. Тыкотлова. Приполярный Урал, верховья р. Хулги, 1963.

р. Грубею, превышает 30 км. Развитая на обоих берегах реки, терраса (днище древней речной долины) имеет ширину до 2–3 км. Ее поверхность расчленена долинами небольших речек и ручьев и представляет собой систему увалов (рис. 19). В понижениях коренных пород (стоящих на головах хлоритовых и слюдистых сланцах) часто встречаются «медальоны» с оранжево-желтой грубой супесью. На поверхности террасы и в мелкоземке медальонов кроме неокатанных обломков местных пород встречаются эрратические гальки и валуны размером до 0,5 м.

На описываемом участке долины р. Мал. Тыкотлова в поверхность седьмой речной террасы (днища широкой неогеновой долины) вложена узкая (0,4–0,5 км) плохо разработанная долина современной реки, имеющая каньонообразный поперечный профиль и крутой (20 м/км) уклон. На ее склонах наблюдается лестница более низких надпойменных террас, среди которых резко выделяется поверхность пятой (100-метровой) террасы, занимающей почти половину ширины каньонообразной долины.

*Шестой геоморфологический уровень
(верхний плиоцен–эоплейстоцен)*

Севернее Сибирских увалов в этот уровень входит шестая морская терраса высотой 120–140 м. Она является исходной поверхностью, в которую по мере понижения уровня моря начала врезаться современная гидрографическая сеть. В настоящее время эта терраса образует водораздельные пространства, в разной степени затронутые процессами эрозионного расчленения. Ее формирование связано с позднеплиоцен–эоплейстоценовой трансгрессией Полярного бассейна. В это время уровень моря повысился почти на 400 м (от положения на 250–300 м ниже современного до отметок +130–140 м), что привело к заполнению осадками плиоценовых переуглубленных речных долин и формированию поверхности террасы.

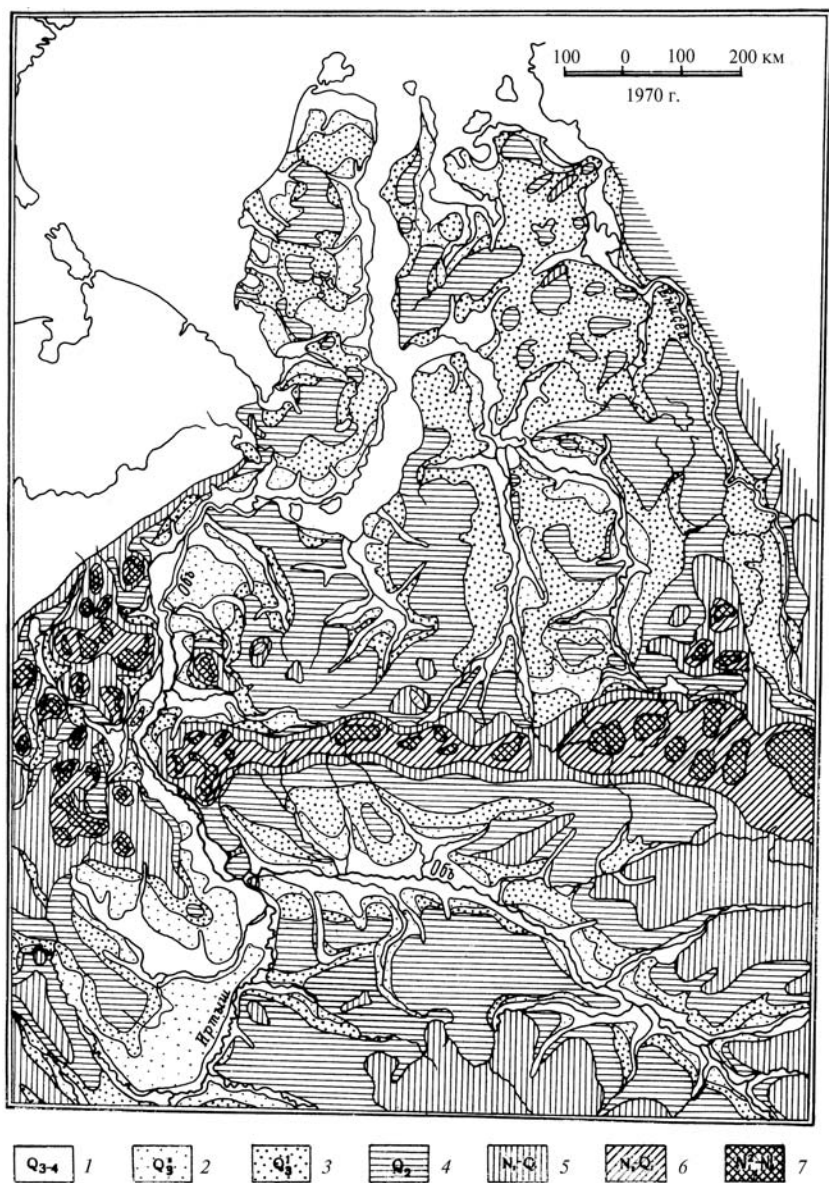
Из-за недостаточного объема бурения заполняющие переуглубленные долины осадки все еще слабо изучены. В настоящее время уверенно в них можно выделить только две толщи. Одна из них представлена описанными выше базальными мореноподобными отложениями, облекающими склоны древних долин, вторая – более или менее хорошо сортированными песчаными алевритами и глинами, занимающими срединные, наиболее удаленные от берегов части этих долин. В отложениях содержатся морская макро- и микрофауна и диатомовая флора, количество которых увеличивается в северном направлении. В зависимости от местных условий (и колебаний климата), ширина полосы распространения многочисленных, выклинивающихся по мере удаления от коренного берега горизонтов мореноподобных отложений и их замещения явно водными осадками, постоянно изменяется. Закономерная смена фаций ледово-водных осадков особенно отчетливо проявляется вдоль склонов древних водоразделов, вокруг высоких выступов коренных пород, перекрытых перлювием. Эти плохо сортированные осадки сторонники материковых оледенений описывают как ледниковые образования

Приповерхностная часть разреза сложена отложениями, литологический состав которых изменяется по мере удаления от

Сибирских увалов. В районах, прилегающих к увалам, они представлены песками (преимущественно мелкозернистыми), которые к северу замещаются алеврито-глинистыми осадками. Эта закономерность была установлена М.А. Дрознесом (1974 г.) в результате изучения керна многочисленных взрывных сейсморазведочных скважин, пробуренных в 60–70 гг. прошлого века. Она относится не только к шестой, но и к более низким террасам. На большей части рассматриваемой территории приповерхностные отложения террасы представлены плохо сортированными алевритами, содержащими прослой тонко- и мелкозернистого песка. Самая верхняя часть разреза (до глубины 5–7 м) имеет бурый цвет (горизонт выветривания), ниже по разрезу цвет осадков становится серым. Содержание частиц размером менее 0,005 мм составляет в них 30–35%, 0,05–0,005 мм – 60–65%, более 0,05 мм – 1–10%. По данным иммерсионного анализа, на долю кварца приходится 70–85% легкой фракции, полевого шпата – 9–29%.

К югу от Сибирских увалов шестой геоморфологический уровень представлен террасой пресноводного бассейна (озера-моря). С Полярным бассейном он соединялся широким (до нескольких десятков километров) проливом по долине Оби. Как в сообщающемся сосуде, его уровень повышался или понижался в зависимости от изменений уровня Полярного бассейна. Поступавшие в бассейн морские воды (значительно опресненные) не могли осолонить огромные массы пресной воды, поставляемой Обью, Иртышом и другими реками южной половины равнины. Однако во время максимума трансгрессии существовали условия для более широкого проникновения морских вод к югу от Сибирских увалов. На это указывают морская макрофауна, фораминиферы, радиолярии и спикулы губок, содержащиеся в мореноподобных отложениях озера-моря в бассейне реки Тром-Юган (А.П. Гричук и др., 1968 г.).

И здесь состав слагающих террасу отложений изменяется по площади. Преобладающее распространение имеют пески с небольшой примесью крупнообломочного материала. На участках выходов на поверхность пород морского палеогена и мела



они обогащены глинистым материалом. Супесчано-суглинистые террасовые отложения сторонники ледникового учения относят к ледниковым (морена), а песчаные – к водно-ледниковым образованиями. Последние широко распространены в Среднем Приобье, особенно на его правобережье, которое на манер «ледникового рельефа» Русской равнины называют Сургутским полесьем.

В неоплейстоцене и голоцене произошло понижение уровня моря до современного его положения. Оно прерывалось остановками и временными подъемами, во время которых происходило накопление морских, озерных (озеро-море) и речных отложений и формирование пятого и более низких геоморфологических уровней, включая пойменный [57].

В 1962 г. во ВНИГРИ под редакцией автора была составлена Геоморфологическая карта севера Западно-Сибирской равнины масштаба 1 : 1 000 000, включающая на юге бассейн р. Казым. На ней впервые рельеф региона был показан с неледниковых позиций, как комплекс разных по происхождению, высоте и возрасту (включая плиоценовый) морских и речных террас. В 1969 г. в ТКГРЭ Главтюменьгеологии под редакцией автора была составлена Геоморфологическая карта Тюменской области масштаба 1 : 1 500 000 (рис. 20) с Объяснительной запиской, на которой

Рис. 20. Карта геоморфологических уровней Западно-Сибирской равнины. Составил И.Л. Кузин с использованием материалов Ю.Ф. Андреева, А.П. Астапова, И.П. Варламова, Э.А. Клиновой, Р.Б. Крапивнера, А.Ф. Матвеева, Г.П. Махотиной, Н.Е. Найденовой, Н.Н. Перугина, И.В. Рейнина, Ю.П. Черепанова.

1 – пляж, лайда, низкая и высокая поймы, первая морская и надпойменная террасы; 2 – вторая и третья морские, озерно-морские и речные террасы; 3 – четвертая морская, озерно-морская и озерная (озеро-море) террасы; 4 – пятая морская, озерно-морская и озерная (озеро-море) террасы; 5 – шестая аккумулятивная морская, озерно-морская и озерная (озеро-море) террасы; 6 – шестая денудационная терраса (сниженная поверхность седьмой террасы); 7 – седьмая морская, озерно-морская и озерная (озеро-море) террасы.

рельеф региона также представлен в виде системы разновозрастных геоморфологических уровней. Возраст самого высокого из них (седьмой террасы высотой 200—250 м) – верхний миоцен – нижний плиоцен. Эта карта явилась составной частью Геоморфологической карты Западно-Сибирской равнины того же масштаба, изданной под редакцией И.П. Варламова [21].

Русская равнина

На северо-западе Русской равнины, как и в описанном выше регионе, нами выделяется ряд геоморфологических уровней – цикловых неогеновых и четвертичных террас высотой до 200–250 м. Это озерные (озеро-море) и морские террасы, в которые вложены речные террасы. Сторонники оледенений называют их террасами приледникового озера, якобы существовавшего перед краем отступавшего последнего ледникового щита около 10 тыс. лет назад. Случаи нахождения морских отложений объясняются ими существованием проливов, по которым морские воды периодически поступали в приледниковый водоем. Самое широкое их проникновение установлено на Беломорско-Балтийском водоразделе, в разных районах которого на высоте 110–125 м найдены морская фауна и солоноводные диатомовые водоросли [116].

Наряду с представлениями об озерно-ледниковом происхождении отложений и рельефа этого региона неоднократно высказывались мнения и об их морской природе. По нашему мнению [51], «приледниковый бассейн» являлся частью громадного Северо-Европейского бассейна (озера–моря), покрывавшего всю равнинную часть северной Европы. Преимущественно пресноводный характер отложений, оставшихся от этого бассейна, не противоречит нашим представлениям, так как и в современном Балтийском море вода сильно опреснена и на многих его участках отлагаются пресноводные осадки. Если в Мировом океане соленость воды составляет 35‰, то здесь она не превышает 10‰ и изменяется как по вертикали, так и по площади. Установлено [26], что в Датских проливах слабосоленая вода верхнего слоя вытекает из моря, а более соленая вода нижнего слоя пополня-

ется за счет притока из океана. Слабосоленая вода верхнего слоя (его толщина около 60—65 м) составляет почти 86% объема всей воды Балтийского моря. В центральной части моря соленость воды верхнего слоя не превышает 6–8‰, тогда как в нижнем слое, во впадинах она достигает 15–17‰. По мере удаления от Датских проливов соленость воды заметно уменьшается и становится более однородной по глубине. В средней части Ботнического залива она составляет только 4–5‰, а в северной его части понижается до 2‰. В Рижском заливе соленость воды не превышает 3–4‰, а в Финском заливе изменяется от 6‰ у его входа до 0 – у устья Невы.

Соленость воды в Балтийском море подвержена внутригодовым и многолетним колебаниям. В периоды сокращения атмосферных осадков и усиления западных ветров, нагоняющих океанические воды, море становится более соленым. В периоды же преобладающих северных и восточных ветров и увеличения количества выпадающих осадков морские воды опресняются. Периодические колебания солености воды в море являются причиной изменений его растительного и животного мира. Увеличение солености вод сопровождается более широким распространением организмов океанического происхождения, а опреснение – их сокращением. Как пишет А.В. Егорьева [26], с уменьшением солености воды уменьшается и количество обитающих в них морских видов. Если в Кильской бухте установлено 75 видов морских рыб, то в Ботническом заливе только 23. Из 87 видов двустворчатых моллюсков, обитающих в Каттегате, в средней части Балтийского моря встречается только 5. Опреснение вод является причиной сокращения количества морских форм водорослей, планктона и бентоса и увеличения количества организмов пресноводного происхождения. Пресноводная фауна может существовать в воде с соленостью до 6–7‰. В северной и восточной частях Балтийского моря она составляет основную массу обитателей (плотва, язь, лещ, карась, жерех, голавль, судак, окунь, щука, сом, налим и другая пресноводная рыба) [26]. В ископаемом виде эта фауна будет служить показателем континентального происхождения вмещающих ее осадков, хотя в действительности она обитала в море.

Согласно представлениям сторонников оледенений, установленные в этом регионе переуглубленные речные долины были сформированы до начала поступления в него эрратических мегакластов. Поэтому самыми древними считаются валуносодержащие отложения, залегающие в нижних частях этих долин, а самыми молодыми – отложения, залегающие на высоких водоразделах. В действительности же на северо-запад Русской равнины, как и на другие равнины умеренных широт, эрратические мегакласты были принесены задолго до начала формирования переуглубленных долин – в позднем миоцене – раннем плиоцене [51, 52]. В процессе преобразований рельефа, вызванных колебаниями уровня Мирового океана, они многократно переотлагались и вошли в состав разных осадочных толщ, в том числе и толщ, заполняющих переуглубленные долины. Переотложение мегакластов сопровождалось их выветриванием и разрушением, в результате чего произошло сокращение количества обломков, сложенных неустойчивыми к выветриванию породами, и обогащение обломками, сложенными устойчивыми к выветриванию породами. Соотношение количества обломков, сложенных устойчивыми и неустойчивыми к выветриванию породами, является показателем относительного возраста вмещающих их новейших отложений. Оно было установлено нами в Западной Сибири, куда крупнообломочный материал был принесен плавучими льдами в неогене, во время накопления осадков самой высокой (200-метровой, седьмой) террасы. В квартере при формировании отложений более низких геоморфологических уровней он только переотлагался и обогащался устойчивыми к выветриванию породами [51]. Аналогичная картина изменения количества обломков, сложенных устойчивыми и неустойчивыми к выветриванию породами в отложениях террас разного возраста, наблюдается и на северо-западе Русской равнины. По произведенным автором подсчетам, в отложениях 200-метровой террасы гальки устойчивых к выветриванию пород составляют 16%, в отложениях 80–100-метровой террасы – 48%, в отложениях 30–45-метровой террасы – 63%, а в отложениях поймы и пляжа – 79%.

Как уже отмечалось, формирование лестницы террас и переуглубленных речных долин обусловлено колебаниями уровня Мирового океана. Слабо деформированные новейшими тектоническими движениями, террасы легко сопоставляются в разных платформенных областях. Гипсометрическое положение отложений, залегающих на разновозрастных террасах и в переуглубленных речных долинах, а также соотношение количества содержащихся в них обломков, сложенных устойчивыми и неустойчивыми к выветриванию породами, позволяют говорить о том, что отложения переуглубленных долин моложе отложений 200-метровой (седьмой) террасы. И сторонники, и противники оледенений образование переуглубленных речных долин относят к дочетвертичному времени, к плиоцену, поэтому отложения 200-метровой террасы, в которые вложены эти долины, мы считаем более древними, их возраст – верхний миоцен – нижний плиоцен [51, 52].

На местном материале хронологии событий недавнего геологического прошлого северо-запада Русской равнины установить нельзя. Здесь отсутствуют отложения мезозоя и большей части кайнозоя, а осадко- и рельефообразование квартера сильно искажено палеогеографическими построениями сторонников ледникового учения. Большую помощь в определении главных вех новейшей истории этого региона должны оказать сведения по геологическому строению Западно-Сибирской плиты, где развит и хорошо изучен практически весь разрез мезозойских и кайнозойских морских и континентальных отложений, включая валуносодержащие толщи олигоцена, неогена и квартера. Среди исследователей новейшей геологической истории Западной Сибири также есть сторонники ледникового учения, однако принятая ими хронология событий недавнего геологического прошлого полнее, чем это сделано их европейскими коллегами соответствует фактическому материалу. Определенный радиоуглеродным методом абсолютный возраст террас «ледниковой» зоны Западной Сибири в десять раз превосходит принятый по северо-западу Русской равнины возраст одноименных цикловых террас [52]. С учетом этих материалов, а также тектоно-эвстатической приро-

ды изменений уровня Мирового океана, нами составлен график изменения гипсометрического положения главного базиса денудации в неоген-четвертичное время (см. рис. 15). На нем нашли отражение следующие главные этапы геологического развития рассматриваемого региона, как и других равнинных территорий. В среднем миоцене формировались речные долины, днища которых располагались немного выше современного уровня моря. В позднем миоцене – раннем плиоцене происходило накопление мощной толщи валуносодержащих отложений, названной нами судомской толщей, которая в настоящее время заполняет средне-миоценовые речные долины и слагает 200-метровую (седьмую) террасу. В среднем – позднем плиоцене происходило образование переуглубленных (до –200–250 м) речных долин. В позднем плиоцене – эоплейстоцене накапливались осадки, названные нами невской толщей, заполняющие переуглубленные долины и слагающие 130–140-метровую (шестую) террасу. Прерывистое понижение базиса эрозии в плейстоцене и голоцене привело к образованию серии более низких геоморфологических уровней – пятой, четвертой, третьей, второй и первой бассейновых и речных (надпойменных) террас, а также поймы и пляжа. Эти цикловые террасы и слагающие их осадки указывают на то, что крупные колебания базиса денудации осложнены рядом более мелких его колебаний. Аналогичные пульсации главного базиса денудации происходили и в предшествующие этапы геологической истории.

Приведенные данные позволяют говорить о том, что в так называемую заключительную стадию валдайского оледенения (10 тысяч лет) попали рельеф и отложения, образовавшиеся в разные геологические эпохи. За «позднеледниковый этап» сторонники олединений «успели сформировать» и 200-метровую судомскую толщу (так называемые краевые ледниковые образования) и осадки, слагающие лестницу молодых террас. Действительная же продолжительность образования этих геологических объектов (включая время выработки переуглубленных речных долин и накопления залегающих в них осадков невской толщи) составляет не менее 5 млн лет.

*Седьмой геоморфологический уровень
(верхний миоцен – нижний плиоцен)*

Как видно на Карте геоморфологических уровней (рис. 21), наиболее широкое площадное распространение имеет 200-метровая (седьмая) терраса. Она является первичной регионально развитой равниной, в которую вложены все более молодые террасы. Мощность слагающей ее судомской толщи изменяется по площади и зависит от рельефа подстилающих палеозойских пород.

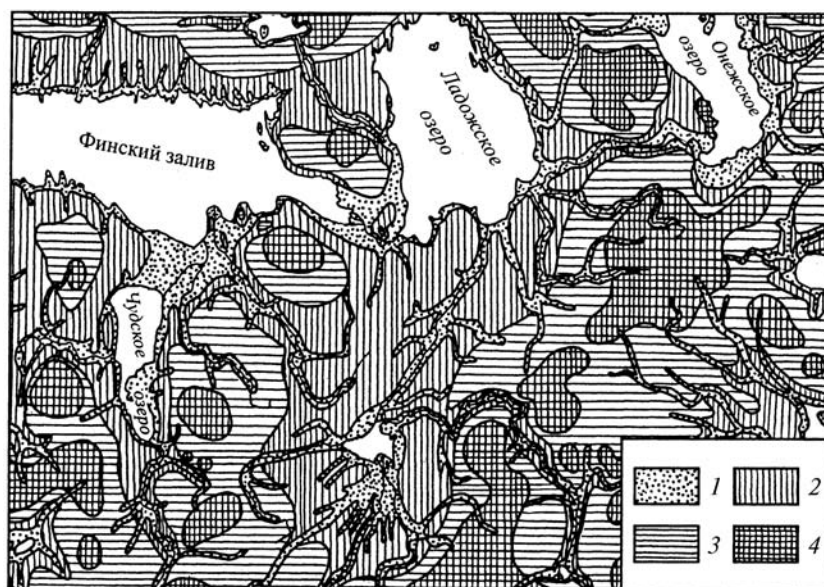


Рис. 21. Карта геоморфологических уровней северо-запада Русской равнины. Масштаб 1 : 4 000 000. Составил И.Л.Кузин.

1 – лаида, пойма, первая и вторая бассейновые и речные террасы; высота до 20–25 м; верхний неоплейстоцен-голоцен. 2 – третья и четвертая бассейновые террасы; высота до 60–70 м; верхний неоплейстоцен. 3 – пятая и шестая бассейновые террасы; высота до 130–140 м; возраст отложений, заполняющих переуглубленные речные долины и слагающих террасы – верхний плиоцен-средний неоплейстоцен. 4 – седьмая бассейновая терраса; высота до 200–250 м; возраст отложений, заполняющих миоценовые долины и слагающих террасу – верхний миоцен-нижний плиоцен.

Состав террасовых отложений изменяется по площади в зависимости от состава размываемых пород. Общим для них является присутствие мегакластов и переслаивающихся горизонтов хорошо сортированных (явно водных) и плохосортированных (мореноподобных) осадков. Из этого следует, что в позднем миоцене – раннем плиоцене эпохи похолоданий чередовались с эпохами потеплений, поэтому количество переносивших мегакласты плавучих льдов в бассейне периодически то увеличивалось, то уменьшалось. Материалы наблюдения указывают на то, что состав, размеры и количество приносившихся плавучими льдами мегакластов изменялись по мере развития судомской трансгрессии. Вверх по разрезу происходит сокращение количества и размеров обломков местных осадочных пород и увеличение количества и размеров обломков эрратических кристаллических пород. Самые крупные валуны и глыбы кристаллических пород находятся в верхней части судомской толщи, куда они были принесены во время максимума трансгрессии. В раннем плиоцене, когда завершалось формирование 200-метровой террасы, климатические условия были наиболее суровыми за всю новейшую геологическую историю региона (см. раздел «Формы рельефа»). В это время в озере-море образовывались льды толщиной до нескольких метров, способные переносить самые крупные из известных в регионе глыбы горных пород, до 10–15 м в поперечнике.

В раннем плиоцене, во время максимума трансгрессии, озеро–море покрывало всю равнинную часть Северной Европы [52]. По долинам Днепра и Дона в это время существовали проливы, соединявшие его с Черным и Каспийским морями. В среднем – верхнем плиоцене из-под воды на поверхность вышла громадная равнина – будущая 200- метровая, седьмая терраса. К настоящему времени она сильно расчленена и в современном рельефе выражена в виде системы разной величины и формы останцов; сторонники оледенений называют их «плато». Наиболее интенсивно расчленение террасы происходило в позднем плиоцене, когда формировалась сложная система переуглубленных речных долин. Как и в Западной Сибири, при размыве слагающих седьмую тер-

расу (судомскую толщу) осадков мелкозем выносился за пределы региона, а из мегакластов образовался перлювий, облекавший все неровности глубоко расчлененного рельефа. В переуглубленных долинах и на водоразделах до высоты 130–140 м над уровнем моря он перекрыт осадками следующей трансгрессии, названной нами невской. Гипсометрически выше этих отметок перлювий залегает на дневной поверхности, не перекрыт осадками шестой террасы. Сторонники ледникового учения называют его морской последней стадии валдайского оледенения. Его мощность зависит от мощности размытых валуносодержащих отложений. На самых высоких участках останцов этой террасы, где размыв был небольшим, мощность перлювия («абляционной морены») не превышает 0,5–1,0 м. На более низких гипсометрических отметках она увеличивается до 3–5 м, а в переуглубленных речных долинах – до 10–20 м [51, 52]. Ниже приведено описание осадков аккумулятивной части террасы (цоколь не вскрыт) и перлювия. В окрестностях дер. Крутая гора (Карельский перешеек, район пос. Сосново) на склонах долины р. Волчья придорожными карьерами вскрыты снизу вверх (над уровнем моря):

1) 110,0–155,0 м – отложения седьмой террасы. Песок желтовато-серый разнозернистый с рассеянными гальками и мелкими валунами, горизонтально слоистый. Слоистость подчеркнута многочисленными тонкими (до 5–10 см) прослоями и линзами гравийно-галечного материала.

2) 155,0–157,0 (160,0) м – горизонт обогащения крупнообломочным материалом (перлювий), образовавшийся в результате размыва отложений седьмой террасы. Песок бурый разнозернистый, слегка глинистый. Содержит гравий, гальку, валуны и глыбы кристаллических пород до 3–4 м. в поперечнике. Основная масса крупнообломочного материала находится в самой верхней части горизонта (под дерновиной).

Отложения седьмой террасы с высоким залеганием цоколя вскрыты карьером в 1,5 км от пос. Гостилицы у дороги, ведущей в пос. Копорье («Ордовикское плато»). Поверхность террасы ровная, ее высота около 150 м над уровнем моря. На дне карьера

вскрыты ордовикские известняки, на которых залегают осадки аккумулятивной части террасы мощностью до 6 м. Они представлены песком серым с бурым оттенком, горизонтально слоистым, разномерным, существенно-кварцевым с примесью зерен полевого шпата и мелких чешуек слюды. В песке содержатся гравий, гальки и валуны размером до 1 м. Встречаются слои грубозернистого песка, обогащенного обломками кварца и полевого шпата гравийной размерности.

Обращает на себя внимание высокая степень окатанности мегакластов, содержащихся в отложениях седьмой террасы (судомской толщи), которую мы изучали в разных частях региона. Ниже приведены сведения по окатанности крупных мегакластов, залегающих на останце седьмой террасы (на «Ордовикском плато»), в нескольких десятках километров к западу от Санкт-Петербурга. Вокруг этого останца распространены пятая (высота 80–100 м) и более низкие террасы, на поверхностях которых крупнообломочный материал практически отсутствует – он залегает в базальных слоях отложений этих террас. На поверхности же седьмой террасы его очень много. Вдоль дороги Волосово–Кипень средняя окатанность определялась по группам валунов и глыб разной размерности: 1) 0,5–1,0 м – 3635 шт., окатанность 43,1%; 2) 1,0–2,0 м – 1174 шт., окатанность 41,8%; 3) 2,0–3,0 м – 227 шт., окатанность 38,8%; 4) 3,0–4,0 м – 37 шт., окатанность 32,4%; 5) 4,0–5,0 м – 8 шт., окатанность 31,3%. Такую хорошую окатанность валуны и глыбы могли приобрести только в горных реках и на берегу моря, так как внутри движущегося ледника они не окатываются.

Шестая терраса (верхний плиоцен – эоплейстоцен)

Терраса имеет ограниченное распространение, преимущественно вокруг останцов седьмой террасы. Ее высота – до 130–140 м. Образована во время максимума невиской трансгрессии, осадки которой заполняют переуглубленные речные долины и слагают поверхность террасы. На Карте геоморфологических уровней (см. рис. 21) эта терраса объединена с пятой террасой. Приповерхностная ее часть обычно сложена песком (Лужская,

Лемболовская и другие возвышенности). В восточной части региона преобладают ленточно-слоистые пески и глины мощностью до нескольких десятков метров. Сторонники ледникового учения их образование связывают с приледниковым озером, якобы существовавшим здесь несколько тысяч лет назад. Как пишет С.А. Яковлев, «вся область, по которой проходит в настоящее время Мариинская водная система, в позднеледниковое время представляла собой обширное озеро, в состав которого входила вся Прибалтика, Ладожское и Онежское озера, с одной стороны, и местность по Ковже, Белому озеру и Шексне с другой» ([115], с. 82). Мы считаем эту террасу и слагающие ее ленточно-слоистые осадки образованиями эоплейстоценового озера-моря – составной части Мирового океана.

*Пятая терраса
(средний неоплейстоцен)*

Эта терраса имеет более широкое распространение, ее высота – до 80–100 м. Литологический состав слагающих ее отложений изменяется по площади, что связано с изменением состава размываемых пород цоколя. Ниже приведен разрез террасы, развитой на северо-восточном склоне Лужской возвышенности. Он вскрыт карьером в 6 км к северо-западу от пос. Волошово на высоте 95 м над уровнем моря. Описание снизу вверх.

1) 0–23,0 м – алеврит желтовато- и зеленовато-серый, полевошпатово-кварцевым, с небольшой (1–3%) примесью обломков кварца, темноцветных минералов и слюды мелкопесчаной размерности. Отложения горизонтально слоистые. Толстые (до 0,5 м) слои и линзы включают более тонкие (0,5–2,0 см) слои, которые, в свою очередь, состоят из совсем тонких (0,1–0,2 мм) слойков. В некоторых интервалах наблюдаются тонкие прослои сыпучего светло-серого алеврита и мелкозернистого песка. Изредка встречаются мелкие гальки кристаллических пород, попавшие в осадок с плавающих льдин. Это – дочетвертичные отложения – цоколь террасы.

2) 23,0–32,0 м – песок желтовато-серый разнотернистый, с многочисленными прослоями (0,2–0,4 м) грубозернистого песка,

содержащего плохо окатанные гравий, гальку и мелкие валуны. Вверх по разрезу количество прослоев и линз, содержащих мегакласты, увеличивается. Отчетливо выражен базальный горизонт, в котором размер валунов достигает 1,0–1,4 м. Он образовался за счет разрушения и переотложения существовавших здесь более древних валуноносодержащих отложений.

Четвертая терраса
(верхний неоплейстоцен)

Терраса высотой 50–60 м распространена по берегам Финского залива, крупных озер и рек региона. Ее образование вызвано стоянием уровня озера-моря в указанном высотном интервале во время крупной регрессии. Сторонники оледенений также выделяют этот геоморфологический уровень, однако его образование связывают не с изменением положения главного базиса эрозии, а с сокращением размеров приледникового озера. Терраса сложена песками и глинистыми песками с незначительной примесью крупнообломочного материала; тонкослоистые разности песчано-глинистых отложений называются ленточными глинами. По ним сторонники ледникового учения установили, что четвертая терраса образовалась 2–3 тыс. лет назад, тогда как ее действительный возраст составляет около 60 тыс. лет [105].

Третья терраса
(верхний неоплейстоцен)

Высота террасы 35–45 м. В разных частях региона строение террасы изменяется от аккумулятивного до абразионно-аккумулятивного. Примером аккумулятивного строения может служить терраса, широко распространенная на северном берегу Финского залива. В 7 км к западу от г. Зеленогорска она сложена песком серым разнотекстурным, полевошпатово-кварцевым, гравелистым, содержащим рассеянные гальки кристаллических пород. Осадки горизонтально- и косослоистые, их мощность – до 35 м. В длинных полого залегающих слоях песка содержатся прослои слабо окатанного гравия и мелкого галечника. На ровной слегка повышающейся по мере удаления от залива поверхности террасы наблюдаются скопления хорошо окатанных галек; изредка встреча-

ются валуны и глыбы размером до 1,5 м. Сторонники оледенений считают, что здесь обнажаются отложения оза.

Если третья терраса аккумулятивного строения противниками и сторонниками оледенений согласно трактуется как водное образование, то по поводу происхождения ее абразионно-аккумулятивного аналога мнения резко расходятся. Как отмечалось выше (гл. 1), базальный горизонт аккумулятивной части этой террасы сторонники ледникового учения считают мореной последней стадии валдайского оледенения, а вышележащие слои песка – осадками приледникового озера. Речь идет о террасе, широко распространенной на р. Тосна у пос. Саблино, где она является исходной равниной, в которую вложена долина реки. Ее высота – 35–45 м над уровнем моря, урез воды в реке – 19,0 м. Терраса сложена (снизу вверх):

1) 0–18,5 м – глина, песок, песчаники, известняки и доломиты – породы кембрия и ордовика. Цоколь террасы.

2) 18,5–24,0 м – песок серый с желтым оттенком разнозернистый, преимущественно мелкозернистый, слегка глинистый, с небольшой (менее 0,5%) примесью гравия, галек и валунов осадочных и кристаллических пород. Базальный горизонт (1,5–2,0 м) сложен более грубыми осадками, содержание мегакластов в которых колеблется от 2 до 5%. Преобладают разной величины и окатанности обломки местных осадочных пород – песчаника, известняка и доломита (до 70–80%). Вверх по разрезу их количество убывает и возрастает количество обломков эрратических пород, переотложенных из размытых более древних валуносодержащих отложений. Глинисто-песчаный мелкозем плохо сортирован, в нем много мелких обломков местных пород. Осадки сильно известковистые (залегают на известняках), комковаты и ожелезнены по трещинам.

Сторонники ледникового учения морене отводят роль репера при расчленении толщ валуносодержащих отложений. Однако, как мы уже отмечали, на равнинах умеренных широт образование этих отложений не связано ни с ледниками, ни с ледниковыми эпохами, поэтому произведенная с их использованием стра-

тификация разрезов ошибочна. Примером могут служить морские отложения на р. Мге, залегающие между двумя горизонтами «морен». Они изучались многими исследователями, однако их положение в сводном разрезе «ледниковых» образований до сих пор остается неопределенным. Н.В. Потулова (1921 г.) относит их к миндель-рисскому межледниковью, К.К. Марков [23] и его последователи – к последнему межледниковью, а С.А. Яковлев [116] – к трансгрессии четвертого новомежледниковья. Следует отметить, что никто из изучавших мгинский разрез (как и тосненский, и другие подобные им разрезы) не определил его геоморфологического положения, что, в конечном счете, и явилось причиной грубых генетических и стратиграфических ошибок. В нем вскрываются отложения, слагающие широко распространенную в этом районе третью абразионно-аккумулятивную террасу, ту же самую, что и на р. Тосна в пос. Саблино (их разделяют 16 км). Здесь так называемая верхняя морена представляет собой базальный горизонт террасовых отложений мощностью 2–3 м, поверх которого залегает еще 11,4 м песка аккумулятивной части террасы. Цоколь террасы двучленный, сложен глиной кембрийского возраста и залегающей на ней с размывом 22,7-метровой толщей континентальных и морских песков и песчаных глин четвертичного возраста. В морских отложениях (с фауной) содержится крупнообломочный материал, среди хорошо сортированных встречаются прослои и линзы мореноподобных осадков. Поскольку накоплению отложений, слагающих верхнюю часть цоколя террасы, предшествовал глубокий размыв, в ее подошве образовался горизонт (до 1,3 м) плохо сортированных отложений, который и принимается за нижнюю морену.

Таким образом, вскрытые в долине р. Мга два горизонта «морены» являются ничем иным, как базальными горизонтами двух осадочных толщ. Возраст верхнего – верхне-неоплейстоценовый; по аналогии с третьей террасой севера Западной Сибири он определен нами в 30–35 тыс. лет [105]. Под осадками аккумулятивной части террасы залегают «мгинские» морские и континентальные отложения, в которых содержатся и мореноподобные разности

(нижняя «морена»). Они являются составной, видимой в обнажении частью невской толщи, образовавшейся во время крупной верхнеплиоцен-эоплейстоценовой планетарной трансгрессии. Под Невой эти переслаивающиеся континентальные и морские (с фауной) отложения вскрыты на глубине до 100 м.

Самые молодые из объединенных на карте геоморфологических уровней включают вторую (высота 18–25 м), первую (8–14 м) и современную (до 5–7 м) бассейновые террасы. В районах распространения более высоких террас развиты их речные аналоги – вторая надпойменная терраса (высота – до 15–25 м в низовьях крупных рек и 12–18 м – на средних и малых реках), первая надпойменная терраса (6–12 м) и пойма (до 5–7 м).

Вторая терраса имеет абразионно- и эрозионно-аккумулятивное строение. В зависимости от местных условий, состав слагающих ее отложений изменяется в широких пределах; преобладают пески и глинистые пески, ленточные глины. Одни сторонники оледенений их образование связывают с приледниковым бассейном, другие относят к плато. Как и в описанном выше случае с третьей террасой, базальный горизонт отложений этой террасы они называют верхней мореной, а базальный горизонт невской толщи – нижней мореной. Примером может служить разрез террасы на Неве у пос. Рыбацкое (сейчас это юго-восточная окраина Санкт-Петербурга). К.К. Марков [74] эти отложения и расположенные в 31 км от него отложения на р. Мге описал как единый Мгинско-Рыбацкий разрез. Они, действительно, очень похожи. Однако разница между ними есть: на р. Мга «верхняя морена» является базальным горизонтом аккумулятивной части третьей террасы (возраст – 30–35 тыс. лет), а в пос. Рыбацкое – базальным горизонтом второй террасы (возраст – около 20 тыс. лет).

*Первая морская терраса и лайда
(верхний неоплейстоцен – голоцен)*

Эти террасы, как и их речные аналоги, имеют преимущественно аккумулятивное строение. Они широко распространены на морском побережье и в долинах рек. Сложены песками и глинистыми песками, часто содержат растительные остатки, включая прослои торфа.

В начале 20 в. по материалам изучения низких террас специалистами разных стран (прежде всего, Швеции и Финляндии) была составлена схема верхне- неоплейстоценовой – голоценовой истории региона в абсолютном летоисчислении (с использованием результатов геохронологических работ Де-Геера). Считается, что в этой схеме отражена история развития региона за последние 13 тыс. лет, в действительности же в ней реальные события позднего неоплейстоцена – голоцена перемежаются с событиями далекого прошлого, произошедшие в неогене и эоплейстоцене. Вот как историю Балтийского бассейна излагает К.К. Марков (по М. Саурамо, 1958 г., с незначительными изменениями) [74]. В позднеледниковое время (13–8 тыс. лет назад) Балтийская впадина была занята плотинным Балтийским приледниковым озером. Только в эпоху аллередского потепления (около 11 тыс. лет назад) в нее проникли морские воды (первое Иольдиевое море). В начале послеледниковья (8 тыс. лет назад) произошло второе осолонение вод Балтики (второе Иольдиевое море, существовавшее немногим более 1 тыс. лет). «Обсыхание датских проливов» примерно 7,3 тыс. лет назад привело к образованию анцилового озера, существовавшего в течение 1 тыс. лет. 6,3 тыс. лет назад уровень океана повысился на 90 м, что явилось причиной литориновой трансгрессии на Балтике. В течение последних четырех тысяч лет происходила регрессия литоринового моря до современного положения; стадии понижения уровня моря – море лимнеа и море миа.

Согласно современным представлениям, 13 тыс. лет – это время образования первой морской террасы и лайды. Однако сторонники оледенений в этот короткий отрезок времени включили образование и всех более высоких геоморфологических уровней региона, в том числе 200-метровой террасы. Результатом этих ошибочных палеогеографических построений явилась не имеющая аналогов во всей геологической истории катастрофическая скорость осадко- и рельефообразования. Как видно из приведенного выше описания К.К. Маркова [74], продолжительность таких крупных морских трансгрессий на Балтике, как вторая иольдиевая и литориновая, сформировавших террасы высотой 150 и 100 м, составляла только

1000 лет. Всего 300 лет отведено на первую иольдиевую трансгрессию, во время которой уровень моря повысился на 200–250 м, в скальных породах Балтийского щита была сформирована широкая (до нескольких километров) поверхность террасы! Иначе, как полным отрывом от реальных геологических процессов подобные выводы о скорости формирования осадков и рельефа объяснить нельзя. Можно было бы не обращать внимания на эти многочисленные грубые ошибки, если бы они не были сделаны главой отечественных геоморфологов и не публиковались в учебниках.

Ошибочные представления сторонников материковых оледенений о недавнем геологическом прошлом Балтийского бассейна явились причиной появления гипотезы изостатического послеледникового поднятия Фенноскандии. Первым в 80-х годах 19 в. об этом написал Де-Геер, которого поддержали В. Рамзай, М. Саурамо и многие другие исследователи конца 19 – начала 20 вв. Широкую поддержку эта гипотеза нашла и в нашей стране. В многочисленных публикациях, прежде всего в учебниках по четвертичной геологии и геоморфологии, можно найти «карты изобаз», на которых показаны амплитуды поднятий, «всплывания» Фенноскандии после того, как якобы была снята ледниковая нагрузка. Сторонники оледенений считают, что изостатические (обусловленные таянием ледникового щита) поднятия явились причиной деформаций террас, сформированных водами приледникового озера. В публикациях этих исследователей видны противоречия. В них сказано, что в результате понижения уровня приледникового озера образовалась лестница террас высотой до 200–250 м, и вместе с тем, что все террасы были низкими и их современное высокое положение является результатом изостатического поднятия Балтийского кристаллического щита. Считается, что вдоль южного берега Балтийского моря террасы приледникового озера не деформированы и находятся практически на нулевой отметке, тогда как в пределах щита они высоко подняты. Амплитуды и скорости поднятия возрастают по мере приближения к центру бывшего материкового оледенения, якобы располагавшегося в северной части Ботнического залива. О характере этих вымышленных катастрофически быстрых дви-

жений земной коры, обусловленных ошибками в определении реального времени рельефообразования, можно судить по описанию К.К. Маркова. «Поднятия кристаллического щита отличались исключительно большой скоростью, превышавшей в десятки раз скорость одновременных движений берегов Каспийского моря... Автономные тектонические движения установлены с большой детальностью. Главным образом изучались деформации древних береговых линий (иольдиевой, анциловой, литориновой) Балтийского моря.» ([74], с. 49).

Как уже отмечалось, рассматриваемая лестница террас характерна не только для замкнутого бассейна Балтийского моря, где ее образование связывается с регрессией приледникового озера, но и для других районов Фенноскандии. Она развита, например, на атлантическом побережье Норвегии (В.Г. Бондарчук, 1949 г.). Здесь наблюдается серия террас, самая древняя из которых так же, как и в Балтийском море имеет высоту около 200 м. Это значит, что формирование рассматриваемой системы террас следует связывать с изменением уровня Мирового океана, а время их образования не ограничивать 10-ю тысячами лет «последледниковья». Как известно (И.В. Мушкетов, 1903 г.), начиная с конца 19 в. фауну второй иольдиевой трансгрессии Западной Европы и Балтики специалисты сопоставляют с фауной бореальной трансгрессии Белого и других морей Севера. С этой «иольдиево-бореальной» трансгрессией связано накопление мощной толщи морских и континентальных отложений и формирование 80–100-метровой (пятой) террасы, широко распространенной на Севере, в том числе и на Беломорско-Балтийском водоразделе [116]. По современным определениям [105], возраст отложений этой террасы превышает 100 тыс. лет, тогда как по подсчетам с применением геохронологического метода Де-Геера он составляет только 6300 лет

Формы рельефа

Рельеф земной поверхности представляет собой форму равновесия во взаимодействии эндогенных и экзогенных сил. Его развитие во времени является следствием изменений соотноше-

ния этих сил. Среди экзогенных рельефообразующих процессов определяющими являются работа моря и рек. Она заключается в разрушении и удалении за пределы региона пород, залегающих гипсометрически выше главного базиса денудации. В результате разрушения, перемещения и аккумуляции материала создаются главные элементы рельефа – описанные выше геоморфологические уровни. К настоящему времени они преобразованы экзогенными процессами и часто представлены разными по величине и форме останцами. Ниже приводится описание форм рельефа, образование которых сторонники материковых оледенений связывают с воздействием ледников.

«Камы и озы»

Эти формы рельефа выделяются только на Русской равнине, в Западной Сибири аналогичные по внешнему виду и составу осадков образования описываются как обычные эрозионные холмы и гряды. Накопление слагающих их отложений связывается с наледниковыми озерами (камы) или с наледниковыми, внутриледниковыми или подледниковыми руслами водотоков (озы). Считается, что и мелкозем, и мегакласты были перенесены ледником на сотни и тысячи километров и отложены при таянии ледника на подстилающую поверхность донной морены в виде холмов и гряд [113].

В нашей стране вслед за шведскими и финскими учеными камы и озы стали выделять только в 20-х годах прошлого века. На составленной С.А. Яковлевым карте [114] они впервые были показаны в окрестностях Ленинграда, к северу и востоку от Финского залива, где широко распространены песчаные отложения с мегакластами (пос. Белоостров, Лупполово, Юкки, Токсово, Колтуши и др.). В дальнейшем их стали выделять во многих других районах «ледниковой зоны». Эти представления ошибочны [51, 56]. Полевыми исследованиями в Карелии, Ленинградской и Псковской областях нами установлено, что как формы рельефа «камы» и «озы» моложе слагающих их осадков: горизонтальные слои песка с мегакластами срезаны склонами холмов и гряд. Они

являются не аккумулятивными (насыпными), а скульптурными образованиями - эрозионными останцами террас, сложенных песком с мегакластами. Возраст слагающих их отложений определяется возрастом расчлененных эрозией террас и изменяется от сотен тысяч лет на высоких островных возвышенностях (останцах 200-метровой террасы), до 20–30 тыс. лет - на низких террасах. Сторонники же оледенений определяют его примерно в 15 тыс. лет.

После накопления террасовых отложений (преимущественно песка, реже – глины) произошло их расчленение, в результате которого образовались разной величины и формы холмы и гряды. Как отмечалось ранее (см. гл. 1), к этой категории форм рельефа относятся и сложенные глиной «звонцы». Эти холмы и гряды обычно перекрыты перлювием – горизонтом валунно-галечного материала, заключенного в массе разнородного мелкозема. Сторонники оледенений этот горизонт называют мореной (моренной покрывкой), образование которой не могут объяснить на протяжении почти 100 лет, так как нельзя представить, как ледник мог перекрыть горизонтально слоистые пески и отложить на них морену, не нарушив текстуры этих осадков.

Примером сказанного может служить «оз», описанный Д.Б. Малаховским с соавторами у дер. Заньково в районе г. Острова Псковской области. Его длина составляет около 60 км, высота до 25–30 м, ширина от 250 до 1000 м. У дер. Демешкино он расширяется до 3 км за счет причленения с запада массива «камов». Поверхность «оза» неровная, осложнена многочисленными вытянутыми вдоль оси котловинами разного размера, иногда расчленяющими единую гряду на ряд гребней. Абсолютная высота гряды – 90–100 м. По геофизическим данным, «оз» находится в пределах линейно-вытянутого повышения кровли дочетвертичных пород. На КС хорошо видна система линеаментов, которые могут быть интерпретированы как разрывные нарушения юго-западного направления [71].

В приведенном описании обращают на себя внимание данные о линеаментах – показателях структурной неоднородности дочетвертичных пород. Кристаллические породы фундамента

плиты залегают здесь на глубине всего 500 м, а перекрывающие их палеозойские осадочные породы представлены крепкими известняками, доломитами и песчаниками. В них развиты системы закономерно ориентированных дизъюнктивов, определивших плановое положение современной гидрографической сети района. По нашему мнению, разной величины и ориентировки линейно вытянутые водоразделы многочисленных рек и ручьев являются не аккумулятивными ледниковыми образованиями (озами), а эрозийными останцами широко распространенной здесь 90–100-метровой озерно-морской террасы. Никакой насыпной гряды длиной 60 км и высотой 25–30 м над окружающей равниной здесь нет.

На рассматриваемом участке отложения 90–100-метровой террасы разрабатываются двумя крупными старыми карьерами. Вытянутые с севера на юг в обе стороны от Киевского шоссе, карьеры имеют ширину до 200–250 м, длину – около 500 м каждый. Общая длина вскрытого карьерами разреза террасовых отложений составляет около 1,0 км. Глубина северного карьера (он вскрывает и отложения «оза») – до 25 м, южного – до 35 м. Террасовые отложения представлены буровато-серыми разнотернистыми песками вскрытой мощностью 25–35 м. Наблюдается чередование горизонтальных слоев и пачек песка разной размерности. В них содержатся как рассеянные включения, так и линзы и горизонты гравийно-галечно-валунного материала. В центральной части южного карьера на глубине около 25 м залегает базальный горизонт террасовых песков вскрытой мощностью до 8–10 м. Он сложен гальками, валунами и глыбами до трех метров в поперечнике, заключенными в гравелистом песке. В нем содержатся многочисленные горизонтальные линзы разнотернистого песка, содержащего небольшую примесь гравия и галек. По простираю крупнообломочный материал замещается описанными выше разнотернистыми песками. Известково-железистым цементом он превращен в крепкий конгломерат.

Мегакласты террасового аллювия хорошо окатаны и представлены преимущественно местными осадочными породами. Как внутри мелкозема, так и в базальном горизонте террасы они на 90–95% сложены известняками, реже – доломитами и песча-

никами и только на 5–10% – кристаллическими породами, принесенными из Фенноскандии; местное происхождение имеет и мелкозем. В обоих карьерах песок, гравий, гальки и мелкие валуны выбраны и увезены, а крупные валуны и глыбы оставлены на месте. Особенно много их (многие тысячи) находится на дне южного карьера, где вскрыты конгломераты.

Приведенные данные позволяют говорить о том, что в качестве оза Д.Б. Малаховский с соавторами описал одну из эрозионных гряд, осложняющих поверхность 90–100-метровой террасы. Вниз по разрезу песчаные отложения «оза» переходят в точно такие же по составу террасовые отложения, а не в отложения донной морены, как должно быть в случае их проецирования из растаявшего ледника. Условия накопления мелкозема и мегакластов внутри ледника, пришедшего из Фенноскандии, исключают содержание в них местных пород. В рассматриваемом же «озе» основная масса хорошо окатонных гравия, галек, валунов и глыб, как и песка, представлена местными осадочными породами.

На неледниковое происхождение «камов» и «озов» указывают и содержащиеся в них остатки флоры и фауны. Например, в отложениях шапкинских камов (окрестности Санкт-Петербурга) встречены растительные остатки, кости наземных животных (мамонт, шерстистый носорог, лошадь и др.), морских животных (неппа), морских моллюсков (*Portlandia arctica* и др.) [91, 92]. Если пески и мегакласты камов отлагались в озерах на поверхности ледника, то почему тогда в них содержатся разнообразные растения и животные?

Примером «цокольных озов» является гряда Сальпаусселькя. Она расположена на юге Финляндии и в Карелии, ее длина около 500 км. Одни исследователи считают ее громадной конечно-моренной грядой, другие – грядой водно-ледникового происхождения (по Де-Гееру, – длинная цепь озов). Эта гряда сложена песком, содержащим мегакласты до пяти и более метров в поперечнике. Важные для понимания ее природы сведения приводит И. Лейвиске (1927 г.): гряда имеет гранитный цокль и сильно видоизменена морскими и озерными водами.

Обычно рельеф Сальпауссельки описывается как две или три параллельные друг другу гряды, представляющие собой морены отступления, образовавшиеся около пяти тыс. лет назад. 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 [23]. Полевые исследования автора (см. рис. 4), фрагменты геологической карты масштаба 1 : 100 000 (118), а также материалы дистанционных съемок позволяют говорить о неледниковом происхождении Сальпауссельки.

Дешифрирование мелкомасштабных космических снимков, на которых не видны экзогенные образования, показало, что плановое положение этой гряды определено не стояниями здесь края ледника пять тыс. лет назад, а системами разрывных нарушений, разными в разных ее частях. Восточная, большая ее 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 гряды 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 Сальпаусселька 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. Наиболее крупными являются гряды Saaman-Kangas и Sisa-Suomen reunamuodostuma [118]. Последняя в виде зеркального отображения Сальпауссельки ограничивает Озерное плато с севера.

Гряды Сальпаусселька являются специфическими образованиями. Они представляют собой останцы 200-метровой террасы, плановое положение которых определено выступами архейских и протерозойских пород, приуроченными к системе региональных разломов. По нашим наблюдениям, более половины длины одной из восточных частей гряды (от г. Лахти до границы с Рос-

сией) имеет цоколь. Относительная высота гряды изменяется от нескольких метров до 70–80 м, при абсолютных отметках до 200 м и более (средняя высота 130–160 м). На некоторых участках гряда представлена отдельными холмами или совсем отсутствует. Мощность рыхлых отложений (песков с мегакластами) изменяется от долей метра на участках выхода на поверхность пород цоколя, выраженных в рельефе в виде разной величины бараньих лбов, до нескольких десятков метров.

В 14 км к северо-западу от г. Лахти (выс. 220–225 м над ур. м.) находятся три крупных карьера, вскрывающих строение привершинной части гряды Сальпаусселькя. Их длина до 300 м, ширина – до 50–80 м, глубина – до 25–30 м. В нескольких сотнях метров от карьеров на дневную поверхность выходят кристаллические породы, слагающие разной величины бараньи лбы. Во всех карьерах вскрыты одни и те же отложения. Их описание (снизу вверх):

1) 0–26,0 м – песок разнoзернистый гравелистый, серый, горизонтально слоистый; изредка встречаются линзы и прослои косослоистого песка. По всему разрезу неравномерно рассеяны гальки и валуны. Встречаются прослои песка, обогащенные мегакластами. Контакт с вышележащим горизонтом резкий, неровный (карманами).

2) 26,0–29,0 м – валунно-галечный материал, сложенный магматическими и метаморфическими породами, залегающий субгоризонтальными слоями (перлювий). Мощность горизонта колеблется от 1 до 3-х метров. Мелкозем в нем представлен разнoзернистым гравелистым песком. Размер валунов – до 1,0 м, преобладают валуны размером 0,1–0,5 м. Обращает на себя внимание хорошая окатанность валунов и галек: 0 кл. – 0%, 1 кл. – 7%, 2 кл. – 23%, 3 кл. – 39%, 4 кл. – 31%.

В формировании гряды Сальпаусселькя мы выделяем следующие этапы: 1) образование узких длинных выступов кристаллических пород вдоль разломов и понижений между ними; 2) накопление мощной толщи песков с мегакластами, перекрывших все неровности субстрата – образование 200-метровой террасы; 3) прерывистое понижение базиса денудации, формирование

системы морских, озерных и речных террас. Заметную часть современного рельефа здесь составляют гряды, сложенные кристаллическими породами – «откопанный рельеф». На геологической карте районов гг. Лахти и Ураярви [118] видно, что на широко распространенной поверхности 100–120-метровой террасы находятся многочисленные «острова» – останцы 200-метровой террасы, сложенные с поверхности песками. 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 террас, плановое положение которых определено разрывной тектоникой. На этом фоне резко выделяется «откопанный рельеф» магистральных гряд Сальпаусельки, приуроченный к системе региональных разломов.

«Рельеф курчавых скал, бараньих лбов»

Об образовании так называемых бараньих лбов и покрывающих их борозд пишут так, как будто они выработаны ледником в монолитной, без трещин породе (Геологический словарь, 1955, 1978; Словарь справочник по физической географии, 1954; Краткая географическая энциклопедия, 1960; Энциклопедический словарь географических терминов, 1968; и др.). Такое искажение фактического геологического материала мешает установлению действительного механизма образования рассматриваемых форм рельефа. Решающим в этом процессе является структурный фактор – неоднородность, трещиноватость пород [55]. По способу образования бараньи лбы похожи на куэсты: происхождение тех и других связано с избирательной денудацией. Только в куэстах бронирующими являются полого залегающие пласты крепких осадочных пород, а в бараньих лбах (и вообще в рельефе курчавых скал) – одинаковые по крепости магматические и метаморфические породы, содержащие тектонические трещины и зеркала скольжения разных направлений. Под действием физического и химического выветривания, силы тяжести, абразии, эрозии и других экзогенных процессов происходит «соскальзывание» породы по ослабленным зонам (трещинам и зеркалам скольжения),

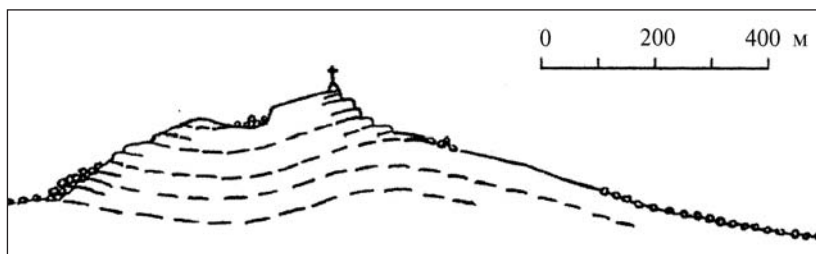


Рис. 22. Субгоризонтальные трещины в слагающих бараний лоб кристаллических породах (по А. Хегбому, копия с рис. 4 из [23]).

в результате чего образуются формы рельефа «курчавых скал», в том числе бараньих лбов (рис. 22). Классическими считаются бараньи лбы, склоны которых совпадают с поверхностями полого залегающих дизъюнктивов. Там, где преобладающие дизъюнктивы круто наклонены, такой же крутой наклон имеют и склоны бараньих лбов (г. Стокгольм). По наблюдению автора, на севере Норвегии распространены бараньи лбы, образованные на слабо дислоцированных древних осадочных породах.

Пространственная связь бараньих лбов и в целом курчавых скал («оглаженных ледником» скальных выходов твердых горных пород») с Фенноскандией обусловлена не тем, что там якобы находился центр материкового оледенения, а тем, что это – Балтийский кристаллический щит. В его пределах обнажаются древнейшие на Земле комплексы изверженных, метаморфических и осадочных пород, прошедших очень сложный путь тектонического развития. Благодаря препарирующему воздействию разнообразных экзогенных процессов в рельефе здесь видны и большая раздробленность, и структурные особенности интенсивно дислоцированных пород. В этой связи следует указать на ошибочность другого крайнего представления о происхождении рассматриваемых микроформ рельефа – чисто тектонического. По мнению В.Г. Чувардинского, например, не только экзарация, но и другие экзогенные процессы на образование бараньих лбов практически не оказали никакого влияния. Их формирование «происходило путем коробления и отслаивания пластин и пластов скола при смене процессов сжатия

процессами растяжения» ([108], с. 107). Время проявления сформировавших бараньи лбы тектонических движений этот исследователь относит к плейстоцену и даже голоцену. «...Установление тектонической природы этих образований не ведет к отрицанию верхнечетвертичного возраста большинства тектонических смещений... В «эпохи оледенений» происходила тектоническая активизация Балтийского щита, которая и привела к массовому развитию приповерхностных выбросов, надвигов, сдвигов и сбросов, которые не только преобразовали рельеф щита в целом, но создали относительно мелкие формы рельефа... Формирование части рельефа «бараньих лбов» и других полированных и иштрихованных скальных поверхностей относится к голоцену» ([109], с. 98). Создается впечатление, что речь идет не о платформенной области, а о подвижной зоне с ее интенсивными современными тектоническими движениями, разрушительными землетрясениями и вулканизмом. В действительности же сложное геологическое строение региона (образование гнейсов и кристаллических сланцев, разных по величине и форме складок, интрузий, разломов, зеркал скольжения и штриховки на них) является результатом не современных, а очень древних, происходивших миллиарды лет назад тектонических процессов. В палеозое и мезозое регион устойчиво поднимался, в результате чего сложно дислоцированные породы с большой глубины были выведены на дневную поверхность. В мелу и палеогене поднятия прекратились, на что указывают сформировавшиеся в это время коры выветривания. В новейший геологический этап происходили умеренные сводово-глыбовые поднятия, расчленение пенеплена и образование лестницы вложенных в него более низких геоморфологических уровней - речных, озерных, озерно-морских и морских террас. В результате избирательной денудации дислоцированных в архее и протерозое пород были образованы и бараньи лбы с покрывающими их штрихами и бороздами. Тектонические движения неоплейстоцена, а тем более голоцена в рассматриваемых формах рельефа практически не выражены.

В первой половине 19 в., когда в поле зрения исследователей попали рассматриваемые формы микрорельефа, тектоники как

науки еще не существовало. Поэтому их образование и стали объяснять с позиций дрифта и оледенения. Действительно, плавучие льды и ледники **с вмерзшими в них мегакластами оставляют царапины** на породах, по которым движутся. Однако такие борозды наблюдаются спорадически - только на отдельных валунах и небольших выступах коренных пород; в понижениях между ними, куда не попадает движущийся лед, их нет. Следует иметь в виду и то, что содержащиеся во льду обломки горных пород, выполняющие роль резцов, не могут долго находиться на контакте с твердой породой. Они быстро вдавливаются в пластичный лед и не могут оставлять длинных борозд. Поэтому выдержанные системы борозд, а тем более полированные поверхности пород нельзя объяснять воздействием льда. Тем не менее, в наши дни, как и 150 лет назад, сторонники ледникового учения их образование связывают с работой ледников.

В музее Горного института Санкт-Петербурга есть составленная в конце 19 в. коллекция ледниковых образований. В ней наряду с так называемыми ледниковыми отложениями есть небольшая плитка изверженной породы, на плоской поверхности которой отчетливо выражена «ледниковая штриховка». В торце плитки (ее толщина около 3 см) видно, что под каждой «царапиной» находится тонкая (тоньше 1 мм) трещина, заполненная минералом белого цвета (кальцитом?). В результате растворения этого минерала и образовалась «ледниковая штриховка». Такого рода образования – плита горной породы с «ледниковой штриховкой» приведены на рис. 23. В торце плиты видно, что «ледниковая штриховка» представляет собой отпрепарированные экзогенными процессами тектонические трещины. Как указывалось в главе 1, с помощью такой «ледниковой штриховки» основоположники ледникового учения убедили научную общественность некоторых стран северной Европы в существовании материковых оледенений.

Образование более крупных борозд, часто встречающихся в областях распространения как кристаллических, так и осадочных пород, связано с процессами выветривания вдоль тектонических трещин. Систематическое изучение последних началось только



Рис. 23. Тектонические трещины, принимаемые сторонниками оледенений за ледниковую штриховку. Альпы, из туристического журнала.

во второй половине XIX в., уже после того как было «доказано» ледниковое происхождение борозд на выходах кристаллических и осадочных пород; особенно интенсивно оно проводилось в начале XX в. (Добрэ, 1872; А. Лазо, 1882; Т. Черульф, 1890; Г. Клоос, 1921; С. Бубнов, 1922, и др.). Исследовались как условия образования трещин (с проведением опытных работ), так и их влияние на плановое положение разных по величине форм рельефа. Однако успехи в развитии тектоники не оказали никакого влияния на взгляды сторонников ледникового учения, главные положения которого в неизменном виде с середины XIX в. дошли до наших дней. Чтобы убедиться в тектоническом происхождении рассматриваемых «ледниковых» образований, развитых на кристаллических породах, достаточно посмотреть на их фотографии, помещенные в публикациях сторонников ледниковой концепции. Например, К.К. Марков приводит фотографию «ледниковых шрамов», покрывающих поверхность одного из бараньих лбов Кольского п-ова ([23], рис. 3). Нами они скопированы и приведены на рис. 24. Это типичные для кристаллических пород трещины, имеющие разные размеры и ориентировку. По ним отваливаются блоки породы, чего не должно происходить при образовании борозд вмержшими в лед камнями. Древовидный рисунок и соч-



Рис. 24. Тектонические трещины на поверхности «бараньего лба», принимаемые сторонниками оледенений за ледниковые шрамы (копия с рис. 3 из [23]).

ленение под прямым углом разной величины борозд исключают их ледниковое происхождение. Такие же «ледниковые шрамы» наблюдаются и на выходах коренных пород во «внеледниковых» областях. Трещины представляют собой нарушения сплошности горных пород, поэтому в них скапливается вода, приводящая к активизации процессов физического и химического выветривания. Постепенно они раскрываются и превращаются в узкие мелкие понижения, которые и принимаются за ледниковые борозды и шрамы. По их ориентировке сторонники оледенений определяют направление движения ледника. Образование пересекающихся борозд и шрамов объясняется воздействием ледников разных эпох оледенений. И совсем как в рассказе А.П. Чехова «Шведская спичка», по тому, в какую сторону они расширяются или сужаются, уточняется направление движения льда. Как видно на рис. 24, трещины (борозды) расширяются и сужаются в разные стороны. Сколько же эпох оледенений должен был пережить показанный на этом рисунке бараний лоб, если на его поверхности образовалась такая сложная система борозд? По М.А. Лавровой [61], на Кольском п-ове было два оледенения – максимальное и последнее, а борозд на рис. 24 хватит на все десять оледенений. К тому же нужна еще одна ледниковая эпоха, чтобы сформировать сам бараний лоб, на поверхности которого находятся эти борозды.

«Ледниковые дислокации и отторженцы»

Наряду с отложениями и формами рельефа важными показателями былых материковых оледенений считаются ледниковые дислокации и отторженцы. Как пишет К.К. Марков [23], ледниковые дислокации представляют собой жесткие и пластические деформации горных пород, образующиеся под воздействием ледника и выраженные в виде сбросов и микросбросов, дисгармоничных складок на границе слоев различной пластичности, надвигов и т.п. Ледниковыми отторженцами называются значительные массы коренных пород, оторванные ледником и перенесенные от первоначального местонахождения на расстояние до нескольких сотен километров. Следует заметить, что в конце 19 в., когда впервые заговорили о гляциодислокациях, о структурном плане осадочного чехла рассматриваемых регионов практически ничего не было известно. Поэтому их образование стали связывать с воздействием гипотетических ледниковых покровов («ледник все может!»). Такое отношение к леднику, как к всемогущему фактору осадко-рельефо-и структурообразования сохранилось до наших дней. В настоящее время к гляциодислокациям относят не только мелкие складки, но и отторженцы и даже так называемые котловины ледникового выпахивания. Эти представления не соответствуют современному уровню геологической изученности рассматриваемых регионов. Здесь выполнены большие объемы геофизических, буровых, геолого-съемочных, гидрогеологических и других работ, изучены состав и условия залегания пород осадочного чехла. Новые геологические матери-

алы позволяют к объяснению происхождения рассматриваемых дислокаций и отторженцев подойти с не ледниковых позиций. Появление космоснимков (КС) поставило точку в затянувшемся споре о происхождении так называемых ледниковых дислокаций и отторженцев.

«Ледниковые дислокации»

В платформенных областях складчатые структуры в отложениях осадочного чехла обычно имеют небольшие (до 100–200 м) амплитуды, закономерно уменьшающиеся вверх по разрезу, и очень слабый (1–2°) наклон крыльев. В них нет резких изменений мощностей и мало разрывных нарушений. Наряду с этими простыми складками, обусловленными движениями блоков фундамента, выявлены и резкие, дисгармоничные, очень сложно построенные структурные формы. Их образование связано с внутричехольными процессами – с пластическими деформациями пород.

На Русской равнине, включая Белоруссию и Украину, а также в Польше, Дании, на севере Германии складчатость нагнетания проявилась слабо, так как пластичные породы имеют здесь небольшие мощности и ограниченное площадное распространение. Мощность пород, подверженных складчатости, колеблется от 50 до 240 м. На Русской равнине это Каневские, Сещинские, Дудергофские, Тосненские и некоторые другие дислокации. Сторонники оледенений описывают их как гляциодислокации или как ледниковые отторженцы [63, 79, 87, 91]. Некоторые из них выражены в рельефе. Примером могут служить Дудергофские высоты в окрестностях Санкт-Петербурга (г. Ореховая, высота 176 м и г. Воронья, высота 147 м). Они сложены смятыми в антиклинальные куполовидные складки палеозойскими породами. В ядрах складок залегают кембрийские синие глины и светло-серые пески, а на крыльях – нижнеордовикские диктионемовые сланцы и известняки. Глубинное строение складок не изучено. Одни исследователи считают их гляциодислокациями или даже принесенным ледником крупным отторженцем, другие – глиняными диапирами.

В Западной Сибири, где пластичные породы распространены на большой площади и слагают большую часть разреза осадочно-го чехла, складчатость нагнетания распространена очень широко. В течение многих лет автор занимался изучением новейшей тектоники, определением роли глубинных и внутричехольных процессов в формировании складчатых структур и месторождений нефти и газа этого региона [49, 53]. Было установлено, что сложнопостроенные складки имеют здесь широкое распространение (рис. 25). Они развиты не только в приповерхностных, но и в глубоких (до 1,5–2,0 км) горизонтах осадочного чехла, что исключает их связь с воздействием ледников. Это не экзогенные – давление ледникового щита на толщи пластичных пород, как пишет Ю.Ф. Захаров [29], (рис. 26), а эндогенные образования – глиняные диапиры (рис. 27).

Нами выделяется две группы складчатости нагнетания, обусловленные: 1) глубинными тектоническими движениями и разломами; 2) неравномерным давлением (весом) перекрывающих толщ на горизонты пластичных пород, залегающих в условиях расчлененного рельефа. Часто встречаются дислокации смешанного типа. Складчатость нагнетания распространена как в «ледниковых», так и во «внеледниковых» областях. Механизм ее образования очень сложен и все еще слабо изучен. На него влияют разные факторы – размеры разрывных нарушений и эрозионных понижений, состав пород, их вязкость, геологическое время и другие.

Неравномерное давление перекрывающих пород на толщи песчано-глинистых отложений приводит к образованию складок нагнетания под долинами водотоков разной величины. Детальными работами на Лебединском и Михайловском карьерах Курской магнитной аномалии установлено выдавливание глинистых пород даже под современными оврагами. В результате этого образуются асимметричные складки – гряды выдавливания и сопровождающие их с боков (под высокими склонами оврагов) подземные ложбины стока. При глубине оврагов в 20–30 м и ширине 40–60 м, амплитуды складок достигают 15–20 м. Наклон крыльев таких складок изменяется от 15 до 45 градусов. В ядрах складок

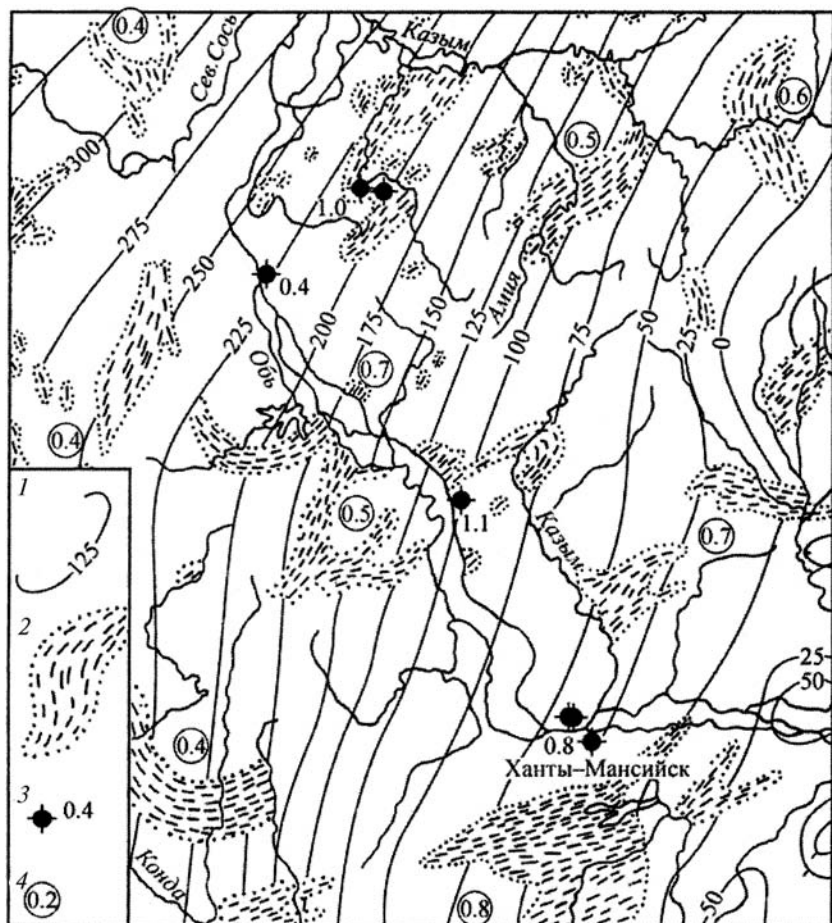


Рис. 25. Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской плиты (фрагмент). Масштаб 1:5000000. Составил И.Л. Кузин, 2002.
 1 – амплитуды глубинных поднятий и опусканий (м); 2 – участки выявленной складчатости нагнетания; 3 – отдельные глиняные диапиры, амплитуды поднятий (км); 4 – мощность пород, подверженных складчатости нагнетания (км).

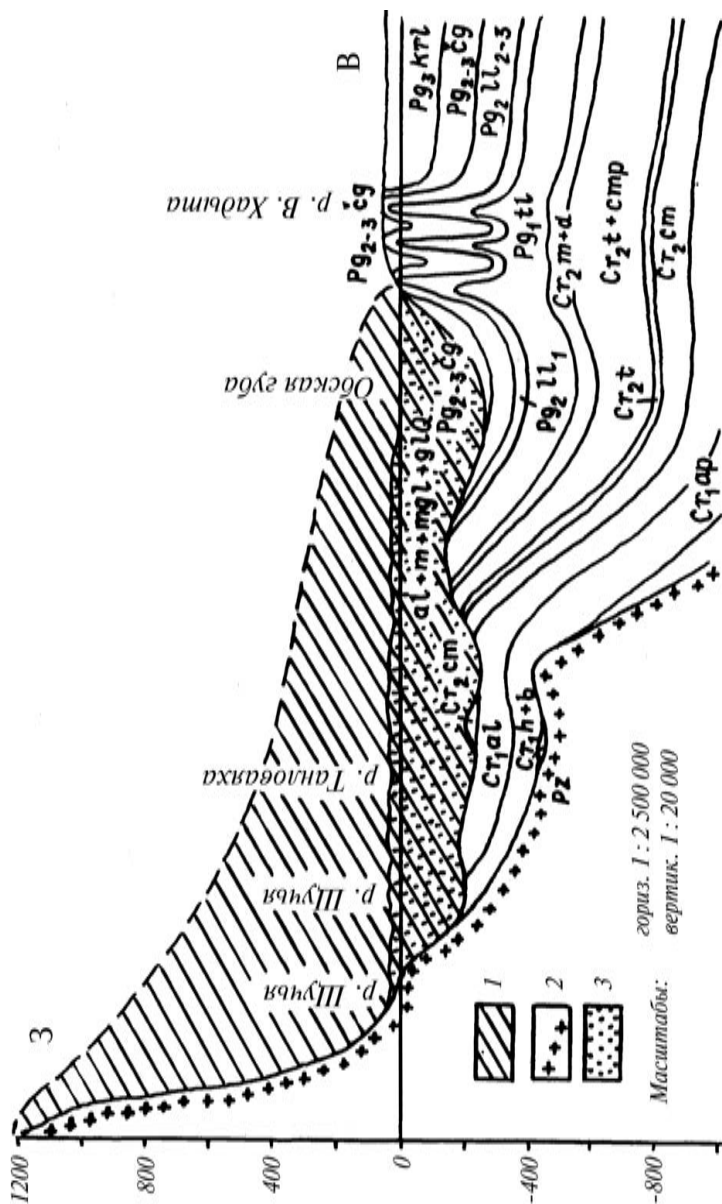


Рис. 26. Геологический разрез по линии Полярный Урал – Тазовский п-ов (р. Верхняя Хадыта).

Составил Ю.Ф. Захаров [29].

1 – покровные льды, 2 – палеозойские породы; 3 – четвертичные отложения.

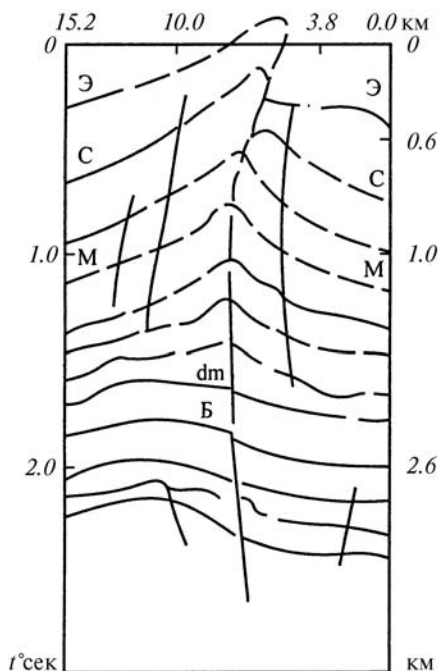


Рис. 27. Складчатость нагнетания, осложняющая Новомолодежное локальное поднятие (Западная Сибирь). Временной сейсмический разрез МОГ ОГТ, профиль 15а (упрощенный рисунок). Материалы Главтюменьгеологии.

Сейсмические отражающие горизонты: Б – верхняя юра, dm – нижний мел (валанжин), Э – палеоген (граница палеоцена-эоцена).

юрские песчано-глинистые отложения сложно дислоцированы, перемятость пород увеличивается от нижних частей складок к верхним. При деформациях породы разуплотняются, их объемный вес сокращается, а влажность и пористость увеличиваются [102].

Складчатость нагнетания находит отражение на аэро- и космоснимках. На рис. 28 приведены крупные глиняные диапиры – внутричехольные валы, «пересекающие» долину Оби в районе пос. Октябрьское. Слагающие их сложно дислоцированные породы верхнего мела и палеогена приурочены к системе разломов северо-восточного простирания. Они видны как под руслом реки и поймой, так и под толщами отложений пятой и шестой террас, содержащих самые древние в Западной Сибири «морены». Эти внутричехольные складки образовались задолго до наступления «ледникового периода», их развитие продолжается и в настоящее время. Продуктами их разрушения сложены развитые здесь «морены» и «ледниковые» отторженцы.

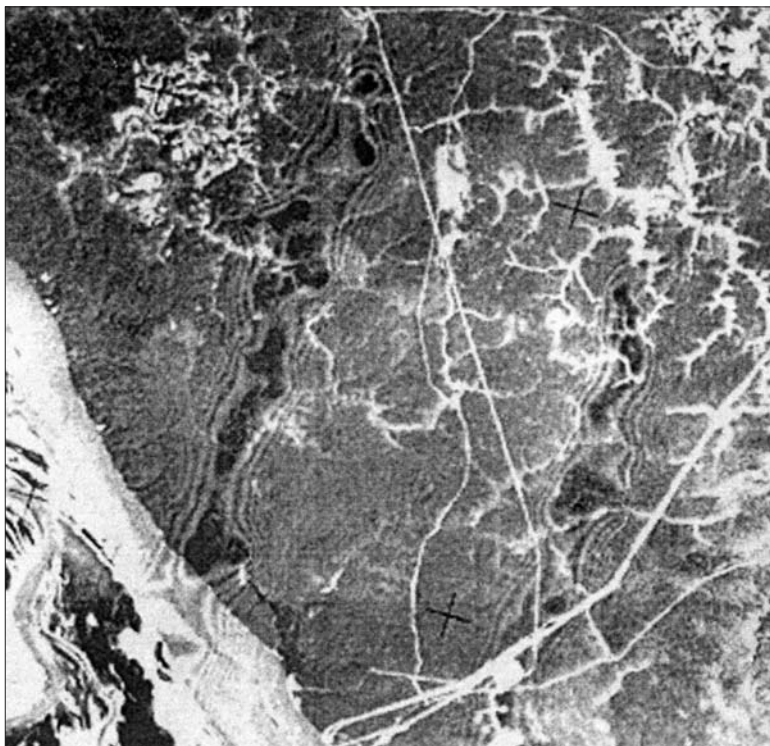


Рис. 28. Выраженные на космоснимке глиняные диапиры – внутри-чехольные валы, «пересекающие» долину Оби у пос. Октябрьское.

Крупные складки нагнетания состоят из более мелких складок. Их строение изучалось нами в обнажениях на правом берегу Оби на участке от г. Ханты-Мансийска до пос. Перегребное, а также в бассейнах Сев. Сосьвы, Мал. Сосьвы, Хулги, Казыма, Полуя, Надыма, Таб-Яхи и других рек Западной Сибири. Углы наклона крыльев этих складок изменяются от нескольких градусов до $70-90^\circ$, часто встречаются опрокинутые складки. Породы в них сильно раздроблены, наблюдаются пльчатость, разлинзование глин, следы течения и зеркала скольжения (рис. 29). Отчетливо выражена дисгармония в залегании как толстых, так и тонких горизонтов и слоев, обусловленная течением глин. Изме-

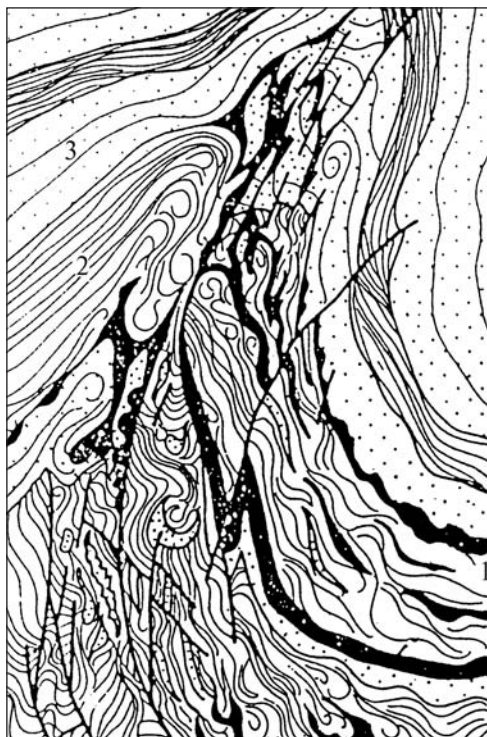


Рис. 29. Ядро складки нагнетания. «Малоатлымские гляциодислокации». В 1 см – 0,7 м.
1 – глина; 2 – переслаивание глины, алевроита и песка; 3 – песок.

нение мощностей обусловлено послойным течением пластичных пород, раздавливанием и растяжением входящих в их состав слоев. Раздувы мощностей в толщах пластичных пород связаны не с увеличением мощности каждого слоя в отдельности, а со скупиванием раздавленных слоев, собиранием в складки выжатой массы, поэтому в тонкослоистых отложениях микроскладки имеют более сложное строение, чем в толстослоистых. Наиболее сложно построены замковые части мелких складок, в которых мощность пластичных пород резко увеличена за счет притока с крыльев. Порода разбита разной величины трещинами и разломами.

Рассматриваемые дислокации представляют собой складчатость нагнетания, обычную для областей распространения пластичных пород (соли, гипса, глины и др.). В них часто проявляются процессы диапиризма – протыкания сложно перетертыми

пластичными породами перекрывающих более жестких пород и выдавливания их вверх, вплоть до земной поверхности. Интенсивность и масштабы ее проявления зависят от многих причин: от состава и мощности пластичных пород, характера глубинных тектонических движений, наличия разрывных нарушений, глубины эрозионного расчленения рельефа и др.

Часть складок перекрыта горизонтально залегающими террасовыми отложениями, указывающими на то, что в современную эпоху они не развиваются. Однако формирование большинства из этих внутrichехольных образований продолжается и в настоящее время. Об этом можно судить по сводообразным поднятиям голоценовых торфяников, залегающих на выходящих на дневную поверхность слагающих диапиры глин; амплитуды поднятий торфяников достигают 5–7 м. В котловинах озер, образовавшихся на месте протаивания крупных жил льда в глиняных диапирах, образуются мели и острова, приуроченные к поднимающимся со дна тестообразным массам диатомовых и опоководных глин (оз. Светлое в г. Белоярский на р. Казым; оз. Светлой воды у пос. Супра в верховьях р. Конда).

В рельефе и на аэро- и космоснимках глиняные диапиры часто выражены в виде закономерно ориентированных гряд и межгрядовых понижений, образующих так называемый параллельно-грядовый рельеф (рис. 30). Сторонники оледенений называют их грядами конечных морен. Характер этой выраженности изменяется по площади и зависит, прежде всего, от состава дислоцированных пород, обычно представленных диатомовыми и опоковидными глинами палеогена и верхнего мела. Среди рассматриваемых образований преобладают антиклинальные формы. Они располагаются кулисообразно, параллельно друг другу, хотя параллельность эта не всегда строгая. В центральных частях параллельно-грядового рельефа, где складки наиболее крупные и резкие, обычно обнажаются самые древние из дислоцированных и выведенных на поверхность пород, в крайних – более молодые. Для рассматриваемых складок характерны разной величины разрывные нарушения, как прямолинейные, так и изог-

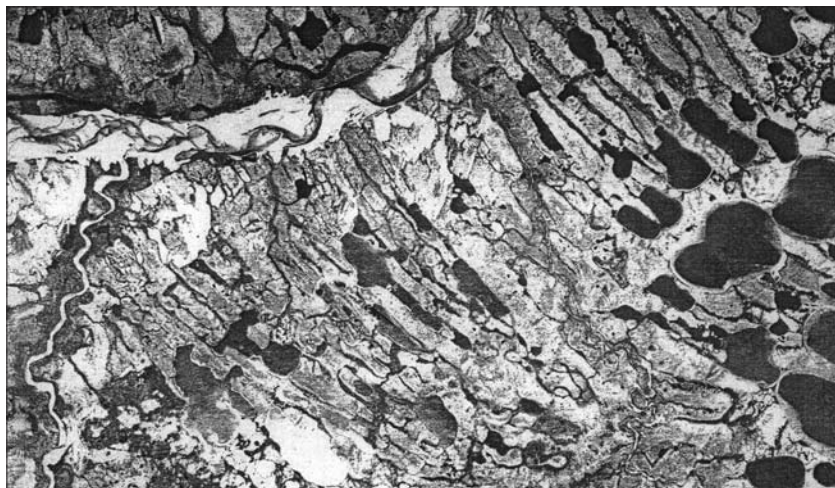


Рис. 30. Глиняный диапир – внутричехольный вал в опокovidных и диатомовых глинах палеоцена, выраженный в рельефе в виде параллельных гряд и межгрядовых понижений. Бассейн р. Нгарка-Таб-яхи, Тазовский п-ов. Аэроснимок, в 1 см – 0,6 км. Светлое – гряды, серое и черное – межгрядовые понижения (болота, ручьи, озера).

нутые в плане. Говорить о размерах гряд, характере их склонов и других морфометрических показателях можно только конкретно по какому-нибудь небольшому участку. В бассейнах рек севера Западной Сибири, где интенсивно протекают процессы мерзлотного пучения и термокарста, высота гряд изменяется от 1–2 до 5–8 и даже 10–15 м, ширина по подножию колеблется от 30–40 до 150–200–м, длина – от нескольких сотен метров до нескольких километров. Гряды и межгрядовые понижения, к которым приурочены болота, ручьи и озера, образуют полосы параллельно-грядового рельефа длиной до 50–100 км и шириной до 10–20 км, отражающие простираия систем разрывных нарушений, к которым они приурочены. Внешний облик гряд и межгрядовых понижений зависит от сочетания многих факторов – от интенсивности складкообразования, литологического состава и трещиноватости пород, характера современных экзогенных процессов и других.

Именно сочетание указанных факторов определяет гипсометрическое положение параллельно-грядового комплекса, характер его площадного распространения (прямолинейные или дугообразные полосы, серия гряд или одиночные гряды и др.).

Наряду с линейно-вытянутыми, распространены и выраженные в рельефе куполовидные складки нагнетания. Их изучение с использованием материалов бурения, сейсморазведки и дистанционных съемок показало, что они осложнены многочисленными разрывными нарушениями, в том числе крупными. Некоторые из разломов прослеживаются на глубину 1–2 км и более. Как видно на аэро- и космоснимках, в диапировых куполах наряду с прямолинейными развиты и кольцевые дизъюнктивы, определяющие конфигурацию приуроченных к ним линз и штоков льда. Примером выраженного в рельефе куполовидного глиняного диапира может служить сопка Парны-Седэ, расположенная в нижнем течении р. Пур, в точке пересечения двух разломов. Сложенный сложно дислоцированными породами палеогена, он протыкает отложения третьей надпойменной террасы и возвышается над ее поверхностью на 30 м (рис. 31). Сопка имеет овальную форму, ее длина 260 м, ширина 200 м. Сложена опоками и опокovidными глинами палеоценового возраста; на северном ее склоне залегают диатомовые глины и пески эоцена и олигоцена (вскрыты шурфами). Обычно в этом районе мощность палеоцен-олигоценовых отложений превышает 300 м. Однако на этом участке выведенные процессами глиняного диапиризма на дневную поверхность породы разного возраста по дизъюнктивным контактам залегают на одном гипсометрическом уровне. Кроме разной величины трещин в них наблюдаются два выраженных в рельефе разрывных нарушения с приуроченными к ним жилами льда – прямое и кольцеобразное. Прямое разрывное нарушение рассекает сопку вдоль длинной оси, кольцеобразное – окружает ее в нижней части склона. К нему приурочены жилы льда толщиной до 5 м. Вода в жилах льда резко отличается от ультрапресной воды окружающих сопку озер. Она имеет повышенную минерализацию (372,8 мг/л) и сульфатно-натриевый состав; преобладающим анионом является



Рис. 31. Куполовидный диапир, протыкающий олигоцен-четвертичные отложения.

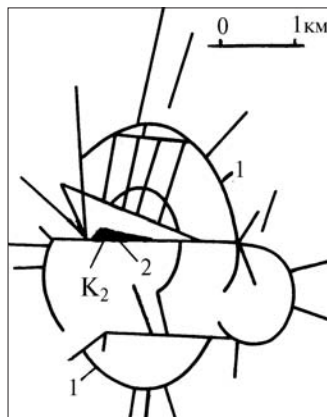
Сложен палеогеновыми диатомитами, диатомовыми глинами и опоками. В рельефе выражен в виде сопки Парны-Седэ, на 30 м возвышающейся над поверхностью третьей надпойменной террасой. Левобережье р. Пур, Тазовский п-ов, 1959.

(SO_4)²⁻ (до 43 мг/л). В воде присутствуют бром (до 5,1 мг/л) и йод (2,0 мг/л), указывающие на глубинную природу напорных вод, из которых образовались инъекционные льды. По рассекающим диапир дизъюнктивам они поднялись с глубины около 1,0 км из толщи верхнемеловых пород, в которых содержание брома и йода в воде близко к указанным выше. Пробы воды, отобранные нами в разные годы (1959, 1974), содержат разные количества химических компонентов.

В южной части Лыхминского внутричехольного вала на высоте 140–160 м над ур. м, в поле распространения дислоцированных отложений сабунской свиты (неоген), нами закартирован крупный куполовидный диапир [58]. В его пределах на дневную поверхность с глубины около 1000 м выведены песчаники, алевролиты и глины верхнего мела (коньяк-сантон-кампан), длина выхода которых составляет 0,7 км (рис. 32). Рядом с породами верхнего мела обнажаются опоковидные песчаники и диатомиты палеоцена.

Рис. 32. Куполовидный диапир, сложенный меловыми и палеогеновыми породами («структура битой тарелки»). Западная часть Сибирских увалов, поверхность седьмой террасы.

1 – разрывные нарушения, выраженные в рельефе в виде ручьев и заболоченных понижений; 2 – выход на поверхность пород верхнего мела (коньяк–сантон–кампан), поднятых с глубины 1 км.



Выведенные на дневную поверхность процессами диапиризма, породы мела и палеогена разрушались, поставляя в новейшие отложения не только мелкозем и гравийно-галечно-валунный материал, но и разной величины глыбы и блоки, которые сторонниками оледенений принимаются за ледниковые отторженцы. Процесс современного образования «отторженцев» наблюдался нами в разных районах Западной Сибири. В бассейнах Сев. Сосьвы и Казыма на ряде участков крупные (до 10–20 м в поперечнике) глыбы и потоки тестообразной массы палеоценовых диатомитов и опоковидных глин перемещаются вниз по склонам на расстояние до нескольких сотен метров от мест выходов диапиров на дневную поверхность. Они перемещаются по отложениям разного состава и возраста, включая пойменный аллювий ручьев. Со временем при благоприятных условиях некоторые из них будут погребены современными осадками и явятся аналогами глыб, описанных как ледниковые отторженцы.

«Ледниковые отторженцы»

Западно-Сибирская равнина

Главным механизмом в образовании «ледниковых отторженцев» является глиняный диапиризм. Выведенные на дневную поверхность с разной глубины, палеогеновые, меловые и верхнеюрские породы разрушались, поставляя в новейшие отложе-

ния как сложно дислоцированные глыбы, так и большой объем крупнообломочного материала и мелкозема. В обнажениях региона среди разной величины глыб, включенных в молодые осадки, чаще всего встречаются глины талицкой (палеоцен) и тавдинской (эоцен) свит, а также опоки палеоцена-эоцена и опокovidные песчаники коньяк-сантон-кампана. Разрушению этих пород и накоплению плохо сортированных, мореноподобных отложений в конце плиоцена – начале квартера благоприятствовало глубокое (до 400–500 м) эрозионное расчленение в северной половине Западной Сибири. В этих условиях происходили гравитационные перемещения и наплзания разной величины глыб палеогеновых и меловых пород на более молодые осадки. Многочисленные примеры современных и древних оползней, когда породы мезозоя и кайнозоя перекрывают разные по составу более молодые образования, наблюдались нами в долинах многих рек Севера, особенно в пределах Сибирских увалов.

Появление космоснимков поставило точку в споре о происхождении отторженцев. Снимки помогают найти на местности



Рис. 33. Диапировые купола, протыкающие террасовый аллювий Оби (район пос. Урманый). В складке у пос. Каменный (показан жирной точкой) на поверхность выведены породы палеоцена.

диапиры, породы которых слагают тот или иной отторженец. Примером сказанного может служить выход палеогеновых пород в долине нижнего течения Оби в районе пос. Урманный. Здесь у пос. Каменный в 1965 г. автор описал крупную глыбу эоценовых пород, залегающую в аллювии первой надпойменной террасы. В то время трудно было объяснить, как эти породы оказались в толще аллювия посередине широкой поймы Оби. Это стало понятным с появлением КС. Как видно на рис. 33, на расстоянии около 1 км к северо-западу от пос. Каменный находится куполовидная складка диапира, из которой блок эоценовых пород под действием сил гравитации попал в аллювий Оби во время формирования первой надпойменной террасы.

Самаровский отторженец

К сожалению, в распоряжении автора нет высотных КС на район пос. Самарово (г. Ханты-Мансийск). Поэтому до настоящего времени нельзя определенно указать место нахождения диапира, в котором породы палеогена выведены на дневную поверхность. Единого на всю площадь Самаровской горы отторженца нет: в толще новейших отложений породы палеоцена залегают в виде разной величины глыб (рис. 34). По нашему мнению, диапир находится за пределами Самаровского останца, возможно под долиной Иртыша на участке протоки Горной. Бурением здесь установлены сложные дислокации в олигоценовых отложениях новомихайловской свиты. Окончательно проблема новейшей палеогеографии района г. Ханты-Мансийска будет решена с появлением новых детально описанных буровых скважин и высотных КС.

Юганский отторженец

По данным С.Б. Шацкого (1953 г.), в Среднем Приобье, в нижнем течении р. Бол. Юган на Еутском увале обнажается блок верхнеюрских пород длиной 160 м, мощностью до 14 м, залегающий в отложениях квартера. Обнажение этих пород в центральной части Западно-Сибирской плиты, почти на 2,5 км выше их нормального залегания нельзя связать с малоамплитудными глубинными тектоническими поднятиями. Поэтому их появление на дневной поверхности обычно объясняется ледниковым перено-

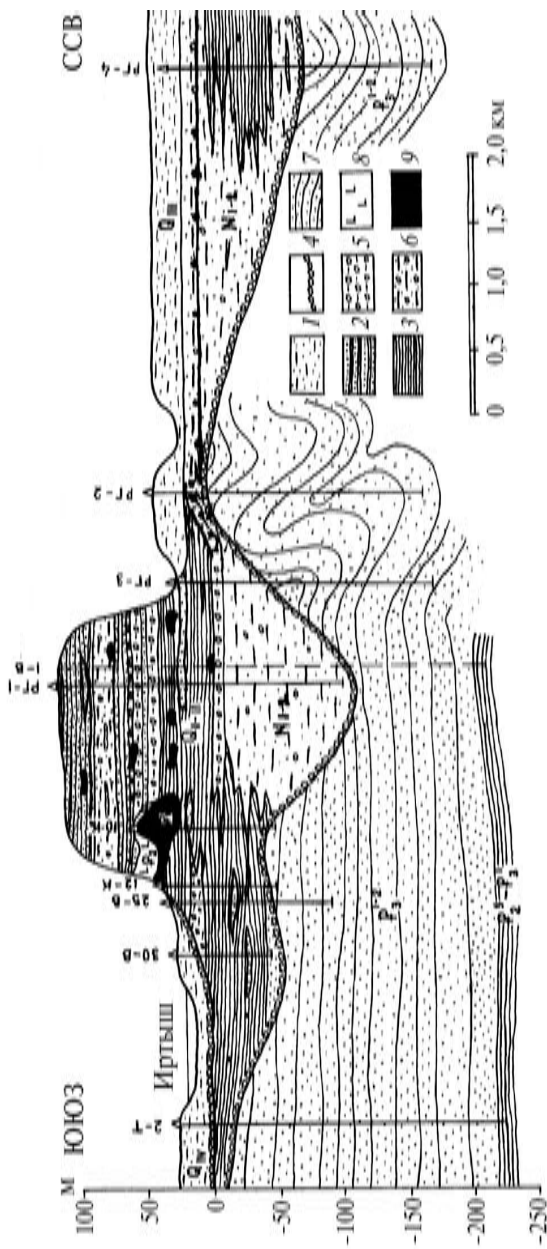


Рис. 34. Геологический разрез Самаровской горы и прилегающих участков. Составил И.Л. Кузин, 1980.
 1 – песок алевроито-глинистый; 2 – переслаивание песка, алевроита и глины; 3 – переслаивание алевроита и глины; 4 – гравийно-галечно-валунный материал; 5 – супеси и суглинки с гравийно-галечно-валунным материалом (мореноподобные отложения); 6 – песок с тонкими прослоями алевроита, лигнита и угля, содержащий редкие гальки; 7 – песок с растительными остатками; 8 – опоки и опоковидные глины; 9 – черные глины с примесью глауконитового песка.

сом из окраинных частей региона. При этом одни исследователи районом их коренного залегания называют Приполярный Урал, другие – п-ов Таймыр, откуда принесены распространенные на Бол. Югане валуны траппов.

Наши полевые работы показали, что здесь находится не один, а много разной величины блоков мезозойских пород, и не только верхнеюрских, но и ниже-и верхнемеловых (рис. 35). Они вскрыты многочисленными глубокими (до 5 м) шурфами и канавами. Залегают под валунно-галечными базальными горизонтами аллювия разных надпойменных террас. Возраст слагающих их пород определен палинологами К.А. Любомировой (ВНИГРИ), Т.Г. Семочкиной, Л.Б. Сидоренковой и Л.Н. Шейко (Главтюмень-геология). Общая длина выходов мезозойских пород на широтном отрезке реки составляет около 10 км. Скопление большого количества блоков юрских и меловых пород на небольшом участке центральной части плиты в месте пресечения двух глубинных разломов нельзя объяснить их тысячекилометровым переносом гипотетическим ледником. Источниками их поступления являются глиняные диапиры, которые следует искать в непосредственной близости от этих выходов. Один из диапиров, пересеченный в краевой части сейсморазведочным профилем МОВ ОГТ, находится в 5—7 км к югу от Еутского увала. По данным А.Н. Задоевко (Ханты-Мансийский геофизический трест Главтюмень-геологии, 1979 г.), на Южно-Асомкинской площади по профилю 3 ПК 12.0-64.0 наблюдается увеличение A_t между отражениями t_m и t_c , достоверность которых не вызывает сомнений. В интервале времени 0,7–1 с., что отвечает разрезу от апта до кровли верхнего мела, отмечается гораздо более крутое, чем в подстилающих отложениях, воздымание отражающих площадок, что может указывать на проявление диапиризма в палеогеновое время. Расположенное южнее тело диапирового массива имеет небольшие (не более 4–5 км) размеры, так как на соседних профилях подобного изменения мощностей меловых отложений не отмечается.

Плановое положение четырех надпойменных террас и поймы указывает на то, что на рассматриваемом участке долины

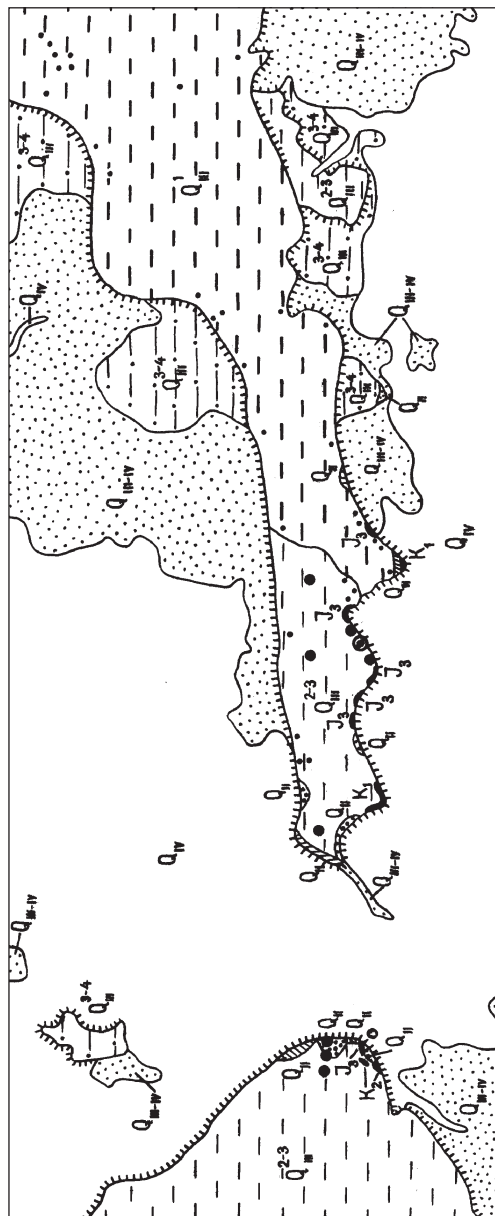


Рис. 35. Карта распространения крупных блоков мезозойских пород, залегающих в подошве аллювия разновозрастных террас. Западная Сибирь, р. Бол.Юган. Масштаб: в 1 см — 1 км.
Составил И.Л. Кузин с использованием данных В.И. Громова, В.И. Кудрина, Н.Г. Чочиа, С.Б. Шацкого, 1982.

Бол. Югана диапиры, поднявшие на дневную поверхность породы юры и мела, приурочены к широтному разлому. Этими поднятиями определено положение вытянутого с востока на запад Еутского увала, к южному подмытому рекой склону которого и приурочены главные выходы мезозойских пород. Они вскрыты и на левом берегу реки, в урочище «Каменный песок». Здесь пойма сужена до 1,5 км, тогда как выше и ниже по течению реки ее ширина в несколько раз больше. По положению надпойменных террас можно сказать, что завершающая фаза проявления диапиризма началась после формирования четвертой надпойменной террасы.

Кроме Самаровского и Юганского отторженцев автором найден и исследован ряд не известных ранее крупных блоков пород верхнего мела. Они находятся в бассейне нижнего течения Оби – на Белогорском материке и на Радом-Лыхминском водоразделе, как с появлением КС оказалось, на участках распространения складчатости нагнетания (рис. 36). Ниже приводится краткая характеристика некоторых из них.



Рис. 36. Диапиры, сложенные породами верхнего мела и палеогена. Обь в районе пос. Малый (1) и Большой (2) Атлым. Космоснимок.

На правом берегу Оби в районе пос. Бол. Атлым у нижнего конца о-ва Сотниковский в толще мореноподобных отложений в интервале высот 4,2—14,8 м залегает темно-серый с зеленоватым оттенком опоковидный песчаник. Видимая длина выхода около 100 м. Порода щебнистая: куски плотной породы размером до 5–10 см находятся в массе мелкозема того же состава, что и сам песчаник. В некоторых слоях встречаются незначительные (до 2—3 см) слабо окатанные обломки черных алевролитов и песчаников, конкреции фосфоритов (?), реже – небольшие гальки кварца. Наблюдаются также прослои черных мелкооскольчатых кремневых алевролитов. Порода сильно раздроблена, видны многочисленные перемещения слоев по трещинам. В интервале 8–9 м находится много рассеянных раковин моллюсков относительно хорошей сохранности; встречено несколько тонких (2—3 см) прослоев ракушняка. Из прослоя ракушняка М.С. Месяжников определил следующую фауну: *Oxytoma tenuicostata* Roern., *Oxytoma* sp. indet., *Oxytoma* sp., *Ostrea* sp. indet., *Cyprina* sp., *Pecten* (*Aequipecten*) sp., *Inoceramus* sp. juv. (cf. *interruptus* Schm.), *Inoceramus* aff. *cuvieri* (Sow.), *Inoceramus* sp., indet., *Actinocamax* sp. indet., *Serpula* sp. Возраст пород коньяк-сантон (нижний сенон). Вмещающий фауну песчаник (интервал 8–9 м), по определению палинолога Н.Б. Дрожащих, содержит единичные споры водорослеподобных растений, характерных для отложений морского сантона.

В нескольких сотнях метров ниже по течению от описанного обнажения находится еще несколько выходов опоковидных песчаников мощностью до 6–7 м. В них Н.В. Рубина определила типичные сантон-кампанские диатомеи: *Melosira sulcata* var. *siberica* Grun., *Melosira ornata* Grun., *Stephanopyxis schulzii* Stein., *Stephanopyxis schulzu* var. *cretacea* Jouse, *Coscinodiscus* sp., *Tticeratium* sp., *Hemiaulus antiquus* Jouse, *Hemiaulus polycystinorum* Grun., *Poretzkia circularis* Jouse, *Pyxilla cretacea* Jouse; кремневые жгутиковые: *gamula furcula* Hanna. Н.Б. Дрожащих описала в них комплекс спор и пыльцы, характерный для морских отложений сантона. В нем преобладают споры водорослей и водорослепо-

добных растений (87%): *Hystrichosphaeridae* – 12, *Deflandrea* sp. – 20, *Peridinea* sp., – 9, *Wetzeliiella* sp. – 3, *Membranosphaera maastrichtica* var. *pilata* Samoil – 10, *Membranosphaera maastrichtica* Samoil. – 6, *Deflandrea* cf. *bakeri* Defl. et Cook. – 7, *Leisphaera* sp. – 8, *Angularia viridula* Samoil. – 5 и др.; очень много *Liramula furcula* Hanna (не подсчитывались). В небольшом количестве (единичными зернами) встречены меловые споры: *Lygodium*, *Gleichenia*, *Selaginella*, пыльца *Cedrus* и др.

Крупные выходы верхнемеловых опоковидных пород описаны нами на правом берегу Оби напротив устья Иртыша (видимая мощность 10 м) и в 24 км вверх по течению от пос. Октябрьский, у устья руч. Прямого (мощность 32 м).

Как отмечалось выше, на Радом-Лыхминском междуречье, на поверхности седьмой террасы (высота 140–160 м над ур. м.) обнажаются опоковидные песчаники и глины верхнего мела и палеогена, слагающие крупный куполовидный диапир (см. рис. 32). Породы верхнего мела образуют здесь единый непрерывный выход длиной 700 м, шириной не менее 200 м. В них содержатся раковины пелеципод и белемнитов, возраст которых, по определению М.С. Месежникова, коньяк-сантон-кампан. Этот возраст подтверждается результатами палинологического и диатомового анализов [58]. При дешифрировании аэроснимков этого участка обращает на себя внимание сильное расчленение рельефа. Многие ручьи имеют прямолинейные долины, радиально расходящиеся от обнажения меловых пород, а к западу-северо-западу от него они образуют параллельно-грядовый рельеф. Некоторые водотоки имеют здесь изогнутые в плане долины, расположенные вокруг выхода меловых пород. Как видно на рис. 32, гидрографическая сеть этого участка образует классическую структуру «би-той тарелки», характерную для куполовидной складки.

Русская равнина

В этом регионе сторонники оледенений наряду с глыбами в десятки и сотни метров называют и более крупные отторженцы – до нескольких километров в поперечнике. Один из

таких «ледниковых отторженцев» описан Д.Б. Малаховским [67] в северной части Валдайской возвышенности. Его видимая площадь составляет 5 км², толщина около 25 м. Перенесен он на расстояние 25 км, при этом поднят на высоту 100 м, подстилается 80-метровой толщиной мореноподобных отложений. Не трудно заметить, что соотношение толщины и площади у этого отторженца такое же, как и в тонком листе бумаги. Сложенный хрупкими трещиноватыми породами, такой «лист» как единое геологическое тело нельзя ни положить на ледник, ни перенести на большое расстояние и ни отложить при таянии ледника. Если предположить, что он находился под ледником, то и в этом случае возникают вопросы. Как ледник мог захватить, оторвать и в течение многих лет перемещать колоссальную глыбу на расстояние 25 км вверх по склону? Почему он не растер слагающие эту глыбу осадочные породы в порошок, подобно тому (если верить другим «специалистам по ледниковому периоду»), как истирал твердые кристаллические породы при формировании рельефа курчавых скал? Ответ на эти и все другие «как и почему» может быть только один – не следует нерешенные геологические проблемы перекладывать на «плечи» ледника, приписывая ему работу, которую он не совершал.

«Центры материковых оледенений»

«Скандинавский центр оледенений»

Как отмечалось в гл. 1, центром материковых оледенений горы Фенноскандии стали «в приказном порядке». Широкое распространение мегакластов кристаллических пород на равнинах северной Европы пионеры ледникового учения связали с их транспортировкой покровными ледниками из гор Фенноскандии. В то далекое время о геологическом строении этой горной страны ничего не было известно, поэтому о центре оледенения говорилось в форме предположения. Со временем предположение сменилось утверждением, что рассматриваемый регион являлся центром четырех материковых оледенений, что последний ледниковый покров растаял здесь лишь несколько тысяч лет назад. Это утверждение голословно. Ему противоречит весь имеющийся к настоящему времени материал изучения природы региона, прежде всего данные о широком распространении разных по происхождению, возрасту и высоте геоморфологических уровней — от высоко залегающих древних поверхностей выравнивания до комплекса более молодых морских (высотой до 200 м) и речных террас. Нами осмотрено большое количество обнажений рыхлых отложений в разных районах Финляндии, Норвегии и Швеции (см. рис. 4) и ни разу не встречена морена. Всюду распространены разнозернистые горизонтально или косослоистые пески, в разной мере обогащенные гравийно-галечно-валунным материалом. Нигде в Скандинавских горах нет эрратических валунов — новейшие отложения представлены продуктами разрушения и переотложения местных магматических, метаморфических или осадочных пород.

Характерной чертой гор Фенноскандии, как и гор другого «центра материковых оледенений» – Уральского, является их плосковершинность. Долгое время считалось, что причиной этого является экзарационная деятельность покровных ледников, которые срезали и вынесли за пределы гор громадный объем горных пород. В действительности же, плоские вершины гор являются останцами древних поверхностей выравнивания. На Кольском п-ове А.В. Сидоренко (1958), А.П. Афанасьев (1966, 1972) и другие геологи установили широкое распространение кор выветривания мезозойско-кайнозойского возраста. А.П. Афанасьев выделил две группы кор выветривания: каолиновую (мезозойско-палеогеновую) и гидрослюдистую (миоцен-плиоценовую). Их мощность достигает несколько десятков метров. Такие же коры выветривания были установлены в Северной Карелии, в Финляндии и в горах Скандинавии [22].

Существование поверхностей выравнивания с древними корами выветривания указывает на то, что водоразделы рассматриваемого региона не подвергались экзарации и что в транспортировке мегакластов из гор на равнины покровные ледники не принимали участия. Об этом же свидетельствуют и реликты некоторых растений, установленные в разных районах Скандинавского п-ова. Сторонники ледникового учения считают, что во время материковых оледенений эти реликты «перезимовали» в определенных рефугиумах («убежищах»). Как пишет У. Хольтедаль ([106], с. 23), «вполне естественно допустить (как это большей частью и делается), что даже во время наиболее сильного оледенения на побережье оставалась свободная ото льдов и сравнительно невысоко расположенная над уровнем моря территория, в которой имелись необходимые для произрастания высокоразвитых растений климатические условия». Казалось бы, сторонники ледникового учения должны были отказаться от развиваемых ими представлений, но этого не произошло. Для объяснения противоречий их взглядов фактическому материалу они придумывают объяснения одно нелепее другого. Одни исследователи считают, что на участках распространения кор выветривания придонные

части ледникового щита были приморожены к кристаллическому ложу, поэтому сохранились от разрушения коры выветривания. Другие полагают, что в речных долинах и в фьордах подо льдом текли бурные потоки, которые углубляли долины и выносили за пределы региона громадный объем мелкозема и гравийно-галечно-валунного материала. Некоторые исследователи пишут о том, что в пределах ледникового щита льды двигались «по извилистым тропам», обходя участки распространения реликтовой растительности и кор выветривания. Не выдерживают критики и представления о существовании приледникового бассейна, о «всплывании» Фенноскандии и формировании современного рельефа после таяния ледникового щита. В действительности же рельеф этого региона имеет длительную, выходящую за рамки четвертичного периода историю формирования [55, 60].

В северо-восточной части Балтийского щита геологи выделяют три яруса рельефа: главную вершинную поверхность (мезозойско-палеогеновую поверхность выравнивания, широко распространенную и в странах Фенноскандии), предгорную ступень и низкую денудационно-аккумулятивную поверхность. Для решения проблемы материковых оледенений наибольший интерес представляет поверхность среднего яруса. Она представлена широкими плоскими ступенями, расположенными по бортам главных речных долин на высотах 600–800 м над ур. м. А.Д. Арманд (1960) рассматривает ее как дно троговой долины среднечетвертичного оледенения. С.А. Стрелков и А.П. Афанасьев [100] эту ступень рельефа называют миоцен-плиоценовым педиментом (на ней развита кора выветривания). В указанной монографии эти представления отражены на рис. 2. Сопоставление этого рисунка с нашим рис. 37 (геоморфологические уровни Урала) показывает их идентичность. На том и на другом рисунках видны: 1) поднятая на разную высоту мезозойско-палеогеновая поверхность выравнивания, 2) широкие (до 2–3 км) олигоценовые и неогеновые долины и 3) вложенные в них узкие молодые долины рек с лестницей террас. Из широких долин в олигоцен-неогеновое время, задолго до начала так называемого ледникового периода, была

вынесена на равнины основная масса мелкозема и мегакластов. Сторонники же ледникового учения эту большую работу приписывают не существующим ледниковым щитам квартера.

«Уральский центр оледенений»

Многие исследователи считают, что центром материковых оледенений являлись также Уральские горы, откуда на Западно-Сибирскую и Русскую равнины неоднократно надвигались ледниковые щиты. Они выделяют три ледниковые эпохи: раннечетвертичную (окскую – шайтанскую), среднечетвертичную (днепровскую – самаровскую) и позднечетвертичную (калининскую – тазовскую (зырянскую)). Согласно этой точке зрения, в горах и в непосредственной близости от них на равнинах развиты отложения и формы рельефа только последнего (сартанского) горно-долинного оледенения. Все более древние ледниковые образования уничтожены здесь последующей экзарацией. Они сохранились только на некотором удалении от гор, за пределами распространения отложений сартанского ледника.

Как пишут М.М. Фрадкин (1940), С.Г. Боч и И.И. Краснов (1943), Ю.Ф. Захаров (1966) и другие авторы, в конце неогена Уральские горы были гораздо выше современных. В квартере они были сильно разрушены процессами экзарации. По подсчетам Ю.Ф. Захарова [28], общий объем минеральных веществ, вынесенных ледниками на Западно-Сибирскую равнину, соизмерим с объемом современного Урала. Только объем валунов и галек уральских пород, содержащихся в четвертичных отложениях равнины, превышает третью часть объема современного восточного склона гор. Считается, что возраст Уральских гор молодой (поздний неоплейстоцен–голоцен). Часто встречающиеся плоские вершины гор являются не поверхностями выравнивания с развитыми на них древними корами выветривания, о чем пишут В.А. Варсанюфьева (1932), А.Г. Бер (1948), М.С. Калецкая, А.Д. Миклухо-Маклай (1961) и др., а послеледниковыми образованиями, связанными с экзарацией, морозным выветриванием и солифлюкцией.

Эти представления не соответствуют действительной истории развития региона. Наш вывод о древнем возрасте рельефа северной части Уральских гор основан на материалах изучения поверхностей выравнивания и древних речных долин [44, 54]. Полевые работы проводились нами в пределах горных массивов: Константинов Камень, Минисей, Рай-Из, Пай-Ер, Ярота; истоки рек Щучья (включая оз. Бол. Щучье), Мал. Уса, Елец, Собь, Лагорта, Сыня, Хулга, Манья, Йоутынья, Лозьва, Сосьва (см. рис. 3).

Нами подсчитан объем мегакластов, вынесенных с восточного склона Приполярного Урала в Западную Сибирь (к северу от 64°с.ш.) [19]. Расчеты показали, что в северо-западной части равнины находится около 600 км³ гравия, галек и валунов уральских пород. Их объем примерно равен 16% объема горных долин и составляет только 2% объема восточного склона Урала, а не «более 33%», как пишет Ю.Ф. Захаров. Этот наш вывод в дальнейшем был подтвержден расчетами А.С. Воронина и Е.В. Германа [18], проведенными для всей «ледниковой зоны» Урала и Западной Сибири (к северу от 60°с.ш.). Как было показано выше (см. гл. 3), вынос мегакластов из гор на равнину происходил преимущественно в олигоцене и неогене, а не в квартере, как считают сторонники ледникового учения.

Нами выделяются следующие главные этапы развития рельефа северной части Уральских гор:

1. Образование пенеплена (юра-палеоген);
2. Поднятие и расчленение пенеплена, выработка горного рельефа (палеоген-квартер). Этот этап включает три крупных эрозионно-аккумулятивных цикла, во время которых были сформированы три генерации речных долин – олигоценовая, неогеновая и четвертичная (рис. 37).

В олигоцене произошло сводообразное поднятие узкой полосы пенеплена, сменившееся к началу неогена тектоническим покоем. В это время были выработаны речные долины субмеридионального направления, согласные с простиранием тектонических структур. Эти долины развиты как в привершинной, так и в окраинных частях хребта. Их ширина достигает 2–3 км, глубина –

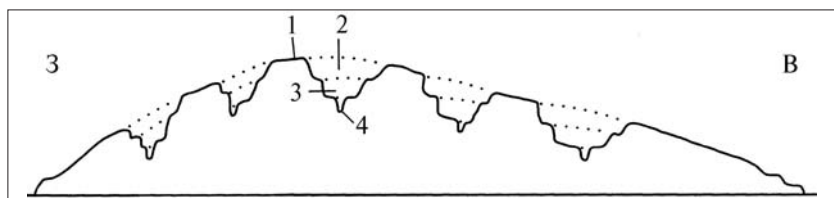


Рис. 37. Схема соотношения геоморфологических уровней северной части Уральских гор.

1 — юрско-палеогеновый пенепплен; 2 — олигоценовая долина; 3 — позднемиоцен-раннеплиоценовая долина; 4 — неоплейстоцен-голоценовая долина.

300–500 м. Впоследствии большая часть днищ долин этого цикла рельефообразования была уничтожена эрозией неогеновых рек, широкие (до 1,5–2,5 км) долины которых вложены в олигоценовые долины. К настоящему времени сохранились лишь небольшие фрагменты олигоценовых долин. Мегакласты олигоценового аллювия представлены только устойчивыми к выветриванию породами — кварцем, кварцитом, кремнями. Их появление в центральной части хребта сторонники ледникового учения связывают с работой покровных ледников в неоплейстоцене.

Во время формирования олигоценовых долин на прилегающие равнины был вынесен громадный объем продуктов разрушения гор. В Западной Сибири ими сложены озерные (озеро-море) и озерно-речные отложения атлымской, новомихайловской и туртасской свит общей мощностью более 100 м. Они представлены, в основном, кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песками. Количество и размеры содержащихся в них мегакластов устойчивых к выветриванию пород уменьшается по мере удаления от гор. Если на возвышенности Люлин-Вор (130 км от гор) в олигоценовых кварцевых песках содержится, по нашим определениям, около 10% гравийно-галечно-валунного материала, то на Сибирских увалах на удалении 300–350 км от гор только доли процента.

В приуральской части Русской равнины во время формирования олигоценовых долин Урала образовалась толща континентальных песчано-глинистых отложений, впервые описанная

нами в нижнем течении р. Адзвы (бассейн Печоры). Здесь обнажаются отложения разного литологического состава и возраста, характерной особенностью которых является практически полное сходство с отложениями атлымской, новомихайловской и туртасской свит олигоцена Западной Сибири. Причиной идентичности вещественного состава, текстурных и структурных особенностей отложений разных регионов являются единая область сноса обломочного материала (Урал с его корой выветривания), аллювиально-озерные (озеро-море) условия осадконакопления, эвстатическая природа изменения базиса эрозии и близкие климатические условия [54].

Следующий эрозионно-аккумулятивный цикл севера Уральских гор приходится на неоген. Он обусловлен как тектоническими поднятиями, так и эвстатическими изменениями главного базиса денудации. Как уже отмечалось, в это время была выработана разветвленная сеть широких (до 1,5–2,5 км) речных долин, унаследовавших долины олигоценовых рек. Днища долин этой генерации находятся на высоте 150–200 м над современными урезами рек. В долинном комплексе гор они представляют собой поверхность седьмой террасы, сложно расчлененную долинами мелких водотоков (см. рис. 19). На рис. 38 представлен попереч-

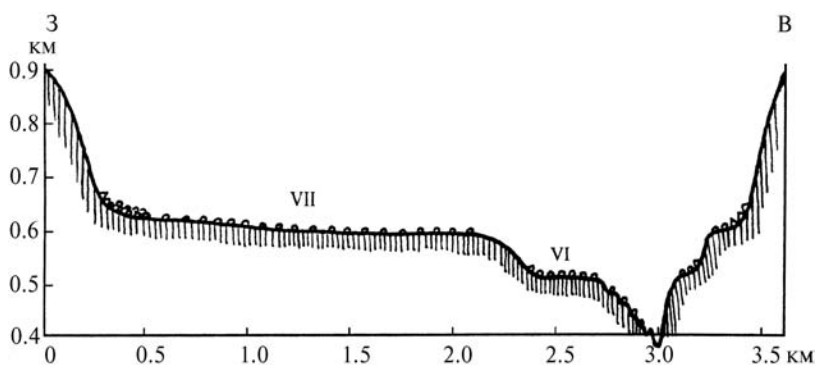


Рис. 38. Поперечный профиль долины Мал. Тыкотловы (верховья Хулги), Приполярный Урал.
VI, VII – номера террас.

ный профиль долины р. Мал. Тыкотлова (притока Хулги) у северо-восточного подножия горы с отметкой 1549 м. На нем видно широкое дно неогеновой долины (седьмой террасы) с вложенной в него узкой долиной современной (неоплейстоцен-голоценовой) реки (шестая и более низкие террасы). На прилегающих равнинах коррелятные неогеновым горным долинам отложения слагают аккумулятивную часть 200-метровой (седьмой) террасы. Они описаны нами в разных районах Западно-Сибирской и Русской равнин.

Неогеновые широкие долины развиты как в центральной, так и в окраинных частях гор. Сторонники оледенения называют их трогами – ледниковыми долинами. Некоторые исследователи считают, что главной в расчленении гор была экзарационная работа ледников. По Д.Г. Панову (1937), например, 95% гидрографической сети северной части Уральских гор приурочено к ледниковым долинам.

Ледниковые долины Уральских, как Скандинавских гор описываются по аналогии с ледниковыми долинами (трогами) Альп, 100 лет назад изученные Э. Рихтером [113]. Как видно на рис. 39, трог состоит из корытообразной долины (собственно трога) и ограничивающих ее сверху по бокам террасовых площадок – «плечей трога». Считается, что все составные части трога образовались одновременно, одним ледником, поверхность которого находилась выше плечей трога. Как пишет И.С. Щукин [113], трог является одним из наиболее убедительных показателей прежнего оледенения в горах. Мы считаем эти представления ошибочными – рассматриваемые формы рельефа являются неледниковыми образованиями. Как на Урале, так и в других горах, включая Альпы, они распространены не только в «ледниковой», но и во

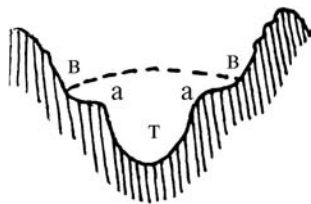


Рис. 39. Поперечный профиль «ледниковой» долины (трога).

т – дно трога; а-а – плечи трога; в-в – уровень трога, до которого долина была заполнена льдом (по Энциклопедическому словарю географических терминов, 1968).

«внеледниковой» зонах. Э. Рихтер, а за ним и другие исследователи трогом назвал элементы двух вложенных друг в друга речных долин. Верхняя его часть (так называемые плечи трога) представляет собой прибортовые участки днищ неогеновых долин, а нижняя – вложенную в него неоплейстоцен-голоценовую долину.

Одновременно с олигоценовыми и неогеновыми долинами формировались кары, широко распространенные в центральной части хребта. Их основу составляют эрозионные формы рельефа, «привязанные» к днищам древних эрозионных долин. Многие кары «замыкают» короткие широкие долины небольших водотоков. Как отмечает Л.С. Троицкий [103], карообразование – процесс длительный, выходящий за рамки отдельных «ледниковых эпох» квартера.

Завершающим этапом в формировании рельефа Уральских гор явилась выработка современной (неоплейстоцен-голоценовой) речной сети с серией террас. Широко распространенные, эти и более древние геоморфологические уровни показывают, что Урал не был центром материковых оледенений. Основная масса мегакластов уральских пород, распространенных на прилегающих равнинах, была вынесена туда в олигоцене и неогене, задолго до начала четвертичного («ледникового») периода [47, 51, 52, 54]. Оледенения на Урале были горно-долинными, их центрами являлись самые высокие горные массивы, ледники которых на прилегающие равнины выходили не более чем на 5-10 км. На таком расстоянии наблюдаются самые удаленные от гор гряды конечных морен. Как уже отмечалось, их образование связывается с эпохой последнего (сартанского) оледенения. По нашему мнению, эти гряды были образованы во время максимального на Урале распространения ледников.

Одним из центров современного оледенения является горный массив Пай-Ер, самый высокий на Полярном Урале (высота 1499 м). Здесь вдоль гор протягивается широкая (до 20—30 км) полоса полого увалистой равнины (древней поверхности выравнивания), в пределах которой абсолютные отметки составляют около 300 м. Границей между увалами и горами служит долина

р. Бур-Хойлы, истоки и главные притоки которой берут начало на восточном склоне Пай-Ера. На участке выхода р. Бур-Хойлы и ее притока р. Лев. Пайеры из гор находится конечно-моренный ландшафт, в пределах которого наблюдается несколько гряд конечных морен. Они имеют форму дуг, концы которых примыкают к склону горы. Расстояние между концами самой большой гряды достигает 8—10 км, от подножия горы эта гряда удалена на 5 км. Река Бур-Хойла пересекает эту гряду.

Образование конечных морен рассматриваемого участка связывается с сартанским оледенением. Как пишет Е.В. Максимов, эти морены «отвечают максимальному распространению ледников последнего оледенения, связаны единой генетической цепью со всеми остальными горными конечными моренами и поэтому могут быть сопоставлены с сартанским горным оледенением, наступившим после каргинского времени и датировемым в 13 300 лет назад» ([66], с. 17). Л.С. Троицкий [103], изучавший конечные морены у подножия западного склона горы Пай-Ер, считает их более древними образованиями. К такому выводу он пришел, сопоставляя во времени горно-долинные оледенения Урала с морскими трансгрессиями на прилегающих равнинах и исходя из представления о большой продолжительности времени образования каров.

Наш вывод о более древнем, чем сартанский, возрасте конечных морен основан на изучении речных террас, вложенных в эти морены [46]. В долинах Бур-Хойлы и ее притоков развита следующая серия террас: пойма (высокая и низкая), высота до 2,5 м; первая надпойменная терраса, высота до 3—4 м; вторая надпойменная терраса, высота до 6—7 м; третья надпойменная терраса, высота до 9—10 м; четвертая надпойменная терраса, высота до 20 м. Все эти террасы, за исключением двадцатиметровой, встреченной только в двух пунктах, развиты широко и очень отчетливо выражены. На некоторых участках долины встречается весь комплекс указанных террас, имеющих четкие площадки и разделяющие их уступы. Террасы имеют аккумулятивное или эрозионно-аккумулятивное строение. Их аллювий представлен сортированным

слоистым гравийно-галёчно-валунным материалом разной, преимущественно средней окатанности. Палеонтологических остатков здесь не встречено, поэтому о времени его образования можно судить только путем сопоставления с аллювием террас Оби и Войкара, притоком которого является р. Бур-Хойла. Согласно схеме стратиграфии четвертичных отложений Западной Сибири, первая надпойменная терраса Оби датируются временем сартанского оледенения; вторая надпойменная терраса – временем картинского межледниковья; третья надпойменная терраса – временем зырянского оледенения; четвертая надпойменная терраса – временем казанцевской трансгрессии (межледниковья). Если первая надпойменная терраса Бур-Хойлы образовалась во время сартанского оледенения, то конечная морена, в которую вложена эта терраса, не может быть сартанской, она должна иметь более древний возраст. В самую крупную и дальше всего отстоящую от гор моренную гряду вложено не меньше трех надпойменных террас, следовательно, она должна быть старше третьей надпойменной террасы. Как было отмечено выше, последняя соответствует зырянскому оледенению, следовательно, моренная гряда, в которую она вложена, должна быть дозырянской. Ее и следует называть мореной максимального оледенения.

«Карский центр оледенений»

Более 50 лет назад автором [40, 43] и некоторыми другими исследователями [27, 36] были высказаны сомнения в материальных оледенениях Западной Сибири и приведены материалы, противоречащие представлениям о движении ледников из гор на равнину. Отвечая на эту критику, С.А. Архипов с соавторами писал: «в настоящее время теория оледенения Сибири опирается на колоссальный фактический материал планомерных геологических, геоморфологических и палинологических исследований» ([3], с. 137). Поэтому все доводы критиков ледникового учения являются не обоснованными. Центрами оледенений были горные поднятия Урала и Средне-Сибирского плоскогорья, окружающие

север Западно-Сибирской низменности. Однако вскоре после таких категорических утверждений С.А. Архипов и его соавторы в своих ледниковых построениях «развернулись» на 90 градусов. Они стали доказывать, что формы рельефа, образование которых еще недавно связывалось с воздействием ледников, двигавшихся из гор на равнину, образованы ледниками, центр растекания которых находился в Карском море [5, 6, 16, 88, 90, 110].

Сторонники оледенений пишут, что их палеогеографические представления основаны на «колоссальном фактическом материале», что «работами последних лет получены решающие доказательства Карского ледникового щита» ([5], с. 1178), однако никакого конкретного материала, подтверждающего эти представления, не приводят. Полевых работ на Сибирских увалах, которые считаются ими гигантской конечно-моренной грядой, они не проводили, поэтому свои выводы основывают на широкой экстраполяции геологических данных, полученных при изучении речных долин, и на материалах дешифрирования космических снимков.

В действительности же Сибирские увалы с поверхности практически повсеместно сложены песком, содержащим примесь мегакластов. Об отсутствии здесь морен пишет и В.И. Астахов – широко распространенные водораздельные песчано-галечные отложения он считает неледниковыми наносами [6]. Однако для доказательства своих ледниковых представлений без какого-либо геологического обоснования, только исходя из «экзогенных» очертаний увалов на КС, он утверждает, что под не ледниковыми отложениями залегает морена напора. Причем вначале о существовании напорных ледниковых образованиях было написано в виде предположения [6], а затем – как об установленном факте: «прекрасно согласуется со схемой надвигания льдов с низменного севера Западной Сибири широтная ориентировка напорных морен Сибирских увалов» ([7], с.79).

Долгое время Сибирские увалы оставались слабо изученными. Только во второй половине прошлого века положение стало изменяться. Как отмечалось выше, в 50–70-х годах при проведении сейсморазведочных работ на нефть и газ здесь, как и в других

районах работ Главтюменьгеологии, был проведен большой объем попутных геологических наблюдений. Кроме этого, в центральной части Сибирских увалов, на участке проектировавшейся железной дороги Сургут-Уренгой, геологами Ханты-Мансийской ГСП под руководством автора было проведено аэрофото-геологическое картирование масштаба 1 : 200 000 с полевыми работами и написанием отчета (Фонд ТГУ, Тюмень, 1977). В 70-80-х годах в западной части Сибирских увалов геологами той же ГСП под руководством автора и И.Л. Зайонца была проведена групповая геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Она включала большой объем полевых работ и бурение скважин глубиной до 200–300 м. Эти исследования дают основание утверждать, что ни конечных морен, ни морен напора, о которых пишут С.А. Архипов, В.И. Астахов и другие сторонники ледникового учения, в пределах Сибирских увалов нет (см. гл. 3).

Ошибочным является и вывод об отсутствии влияния новейших тектонических движений на формирование широтно-ориентированных крупных форм рельефа Западной Сибири. Как пишет В.И. Астахов, «Сибирские увалы, судя по ТВ-изображению, имеют чисто экзогенную природу, хотя ряд исследователей предполагает их приуроченность к валообразному широтному поднятию. Извилистые фестончатые очертания этой гряды на ТВС типичны для напорных краевых образований, но не для тектонического вала» ([36], с.45). «Дешифрирование ТВС свидетельствует об отсутствии сколько-нибудь заметных неотектонических форм широтного простирания в чехле плиты... Широтная зональность рельефа Западной Сибири, очевидно, может быть исчерпывающе объяснена деятельностью плейстоценовых ледниковых покровов» ([8], с.247).

Вывод об отсутствии связи между рельефом и тектоническим строением региона голословен. Никакого геологического материала по структурному плану осадочного чехла плиты В.И. Астахов, как и другие сторонники оледенений, не приводит, как не приводит и сведений о том, где в Западной Сибири он изучал «типичные напорные краевые образования». Материалы же деталь-

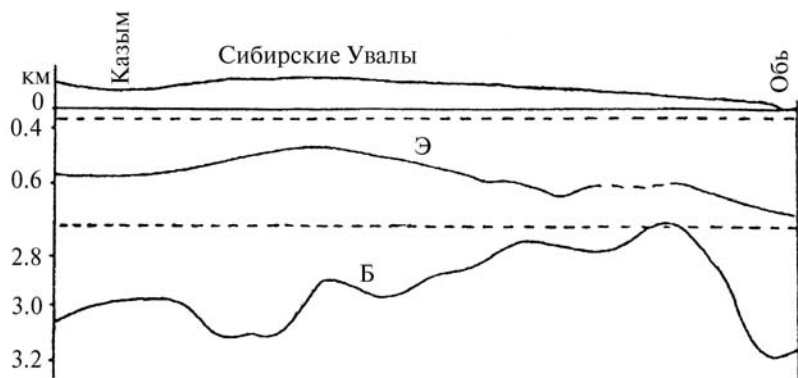


Рис. 40. Меридиональный сейсмогеологический профиль Обь-Казымского водораздела. Составил И.Л. Кузин по материалам сейсморазведочных работ ХМГТ Главтюменьгеологии, 1982 г.

Отражающие сейсмические горизонты: Б – верхняя юра, Э – кровля палеоцена.

ных сейсморазведочных работ Ханты-Мансийского геофизического треста Главтюменьгеологии показывают, что под Сибирскими увалами, действительно, находится молодое тектоническое поднятие. Это видно на субмеридиональном (вдоль р. Ай-Пим) сейсмогеологическом профиле Обь-Казымского водораздела (рис. 40). При его составлении гипсометрические отметки отражающих сейсмических горизонтов Б (верхняя юра) и Э (кровля палеоцена) сняты автором со структурных карт и временных сейсмических разрезов из отчетов сейсморазведочных партий (СП), работавших здесь в разные годы: (СП: 15/67-68; 3/71-72; 3/72-73; 3/73-74; 3/74-75; 1/78-79). На профиле видно, что по юрским отложениям (отражающий сейсмический горизонт Б) водоразделу соответствует крупная тектоническая впадина. Входящие в ее состав более мелкие структурные формы (валы и локальные поднятия), как видно на структурных картах, имеют субмеридиональные простирания. Такой структурный план сохранялся в течение всего мезозоя и раннего кайнозоя. В новейший геологический этап произошла его перестройка. За олигоцен-четвертичное время субмеридиональные простирания структурных элементов

верхних горизонтов осадочного чехла сменились субширотными простираниями. Ведущую роль в этом процессе сыграли разрывные нарушения субширотной ориентировки [59]. Они определили плановое положение многих новейших структур, а также современных долин и водоразделов. В частности, к системе глубинных субширотных разломов приурочены долины Оби и Казыма, ограничивающие с юга и севера Сибирские увалы. Высота этого водораздела, как и других подобных образований, отражает, главным образом, глубину эрозионного вреза рек в поверхность седьмой (200-метровой) террасы, вызванного эвстатическим понижением уровня моря. Лишь в малой степени она обусловлена поднятием этого участка за время существования современной гидрографической сети. Однако небольшие амплитуды новейших тектонических движений и созданных ими структурных форм реальны, они установлены сейсморазведкой и бурением. По отражающему горизонту «Э», например, амплитуда Июльского локального поднятия составляет 30 м (В.И. Пасечник «Отчет о работе Ай-Пимской сейсморазведочной партии №3/71-72». Фонд ТГУ, Тюмень, 1972). Эта локальная структура входит в состав более крупной (надпорядковой) структуры амплитудой до 100 м, определившей плановое положение Сибирских увалов.

Таким же лишенным обоснования фактическим материалом является и вывод В.И. Астахова об эрратической природе галек осадочных меловых и палеогеновых пород, распространенных на севере равнины [5, 6]. Указанный автор считает, что окатыши глин и обломки опок принесены сюда ледниками со дна Карского моря. На это голословное утверждение, как на установленный факт, ссылаются другие сторонники Карского центра материковых оледенений. Как пишет И.А. Волков с соавторами, «В.И. Астахов [5] показал, что на обширных площадях бассейна Нижней Оби сартанская эрратика представлена не материалом соседних гор, а осадочными породами, слагающими северную окраину низменности и Карский шельф» ([16], с. 27). И этот пример показывает, что авторы публикаций не знают геологического строения региона, о котором пишут. И на суше, и на дне Карского моря породы морского

мела и палеогена перекрыты толщами согласно залегающих более молодых континентальных и морских палеогеновых, неогеновых и четвертичных осадков [50, 111]. Поэтому представление об их недавнем (15–20 тыс. лет назад) выносе ледником со дна моря на сушу в виде галек и валунов является вымыслом.

Гравийно-галечно-валунный материал, сложенный меловыми и палеогеновыми песчаниками, опоками и глинами, на севере Западной Сибири имеет очень широкое распространение. На многих участках он составляет до 70–90% от общего количества megакластов. Его образование связано с размывом местных осадочных пород, выведенных с большой глубины на дневную поверхность глиняными диапирами (см. гл. 8).

Приведенные данные показывают, что вывод о ледниковом происхождении Сибирских увалов и Карском центре оледенений является надуманным, лишенным фактографической основы. Представление о ледниковых формах рельефа западносибирские сторонники ледникового учения переняли от своих европейских коллег. Для объяснения субширотной ориентировки крупных водоразделов Севера они изменили предполагавшееся ранее положение центров оледенений и стали убеждать научную общественность в том, что ледники на равнину наступали не из гор, а из Северного Ледовитого океана. Их публикации на эту тему многочисленны, а выводы по четвертичной палеогеографии категоричны. Только В.И. Астахов проблеме Карского центра оледенений Западной Сибири посвятил не один десяток статей и докторскую диссертацию. С равным успехом он, как и его коллеги, мог бы утверждать, что ледники в Западную Сибирь наступали не с севера, а с юга, например, из гор Центральной Азии. Конечно, это не дно холодного арктического бассейна, однако при желании и здесь можно найти свои ледниковые козыри: самый высокий регион Земли, влажные теплые ветры из океана и т.п.

Учение о материковых оледенениях представляет собой нагромождение ошибочных взглядов на новейшую палеогеографию северных регионов Земли. Эпиратические валуны, для объяснения транспортировки которых из гор на равнины оно было предложено, как и другие «ледниковые» объекты с покровными оледенениями не связаны. И мелкозем, и мегакласты, входящие в состав так называемых ледниковых отложений, состоят из перетолженных местных осадочных пород, эпиратический материал составляет лишь небольшую часть их объема. Из гор на равнины он был принесен плавучими сезонными льдами в палеогеновое и неогеновое время, в «ледниковые» отложения он попал из осадочных дочетвертичных пород.

Образование широко распространенных на равнинах умеренных широт двух разновидностей плохо сортированных отложений, принимаемых сторонниками ледникового учения за морену, происходит здесь и в настоящее, так называемое межледниковое время. Одна из них образуется в водной среде – в морях, озерах и реках, сезонные льды которых в донные глинисто-песчаные осадки приносят крупнообломочный материал. Еще в 1924 г. Я.В. Самойлов и Т.Н. Горшкова ([94], с. 32) писали, что «ископаемые осадочные отложения, отвечающие современным осадкам Баренцова и Карского морей, могут в известных случаях представить большую загадку для геолога, ввиду значительного сходства их с материалом континентально-ледникового происхождения». Вторая разновидность «морен» (перлювий) образуется на суше, в результате перетолжения приповерхностных валуносодержащих пород, когда

водой и ветром из них выносятся мелкозем и образуется горизонт обогащения крупнообломочным материалом. Этот горизонт облекает все неровности рельефа. В долинах рек переотложенные водой валуны и гальки перлювия образуют базальный слой аллювия.

На Русской и Западно-Сибирской равнинах эрратические валуны часто встречаются и за так называемой границей распространения льдов максимального оледенения, где залегают в неогеновых и четвертичных отложениях. В начале прошлого века их образование связывалось с транспортировкой ледниками. По присутствию в палеонтологически охарактеризованных неогеновых отложениях эрратических валунов академик А.П. Павлов [83] выделил две эпохи оледенений в плиоцене. Современные сторонники ледникового учения «забыли» об этих эрратических валунах, не дают объяснений, как и когда они туда попали.

Лишено обоснования и представление о том, что на равнине мощность ледниковых потоков была небольшой (десятки и первые сотни метров), а объемы перенесенного и отложенного ими материала – колоссальными; что морену ледники отлагали не в речных долинах, по которым двигались, а на большом удалении от них, на водоразделах.

Не выдерживает критики представление о существовании нунатаков – **не покрывавшихся во время оледенений льдом участков севера Русской равнины**. Если согласиться с тем, что во время максимального оледенения льды из Фенноскандии, действительно, растекались до Киева и Волгограда, тогда участки нунатаков следует рассматривать как длительное время не изменявшие своего положения проталы в теле мощного ледникового щита, в которых существовали условия, благоприятные для обитания теплолюбивых растений и животных.

В доказательствах существования покровных оледенений на равнинах умеренных широт важная роль отводится «гляциодислокациям» и «ледниковым отторженцам». Материалы бурения и сейсморазведки, а также появившиеся в последнее время космические снимки показали ошибочность этих представлений.

Причинами названных и других ошибок ледникового учения являются нежелание его сторонников видеть «слабые места» этого учения и существование негласного запрета на его критику.

1. Алейников А.А. Отступление ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции) // Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, т. 4. Вильнюс, 1957.
2. Андрусов Н.И. Избранные труды, т.1. Изд. АН СССР, М.: 1961.
3. Архипов С.А. и др. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970.
4. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974.
5. Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // ДАН СССР, 1976. Т.231, №5.
6. Астахов В.И. Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Мат. гляциол. исследований. Хроника, обсуждения. №30. М.: АН СССР, 1977.
7. Астахов В.И. Карский ледниковый центр и система стока Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. 1979.
8. Астахов В.И., Ероменко В.Я. Новейший структурный план и рельеф Западной Сибири по данным телевизионной космической съемки // Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т.5. М., 1976.
9. Астахов В.И., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Тарноградский В.Д. Развитие теории покровного оледенения в СССР // Изв. ВГО. 1977. Вып. 2.
10. Афанасьев Б.Л., Белкин В.И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: Изд-во МГУ, 1963.

11. Басаликас А.Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы) // Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс: Минтис, 1965.

12. Бурк Х.Д.М., Ван-Эрде Л.А., Харсвелдт Х.М. и др. Геология Нидерландов. М.: Изд. Иностран. Лит., 1959.

13. Бучинский И.Е. О климате прошлого Русской равнины. Л.: Гидрометеиздат, 1957.

14. Воейков А.И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб.: 1884.

15. Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Зап.-Сиб. низменности // Тр. ИГТ СО АН СССР, вып.44. Новосибирск: 1964.

16. Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. Геогр., №4, 1978.

17. Волков Н.А., Захаров В.Ф. Эволюция ледяного покрова в Арктике в связи с изменениями климата // Метеорология и гидрология, №7, 1977

18. Воронин А.С., Герман Е.В. О количестве крупнообломочного материала, вынесенного с восточного склона Урала в неоген-четвертичное время // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979. Вып. 146.

19. Генералов П.П., Кузин И.Л. К вопросу о возрасте рельефа Северного, Приполярного и Полярного Урала. Геология и геофизика, №7, 1968.

20. Геологический словарь, т. 2. М.: Недра, 1978.

21. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка к Геоморфологической карте м-ба 1:1500000. Варламов И.П., Кузин И.Л., Найденова Н.Е. и др.// Тр. СНИИГТИМС, вып.134, 1972.

22. Геоморфология Карелии и Кольского п-ова. Л.-д.: Недра, 1977.

23. Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология. М.: Учпедгиз, 1939.

24. Дайсон Д.Л. В мире льда. Гидрометеиздат, Л., 1966.

25. Дарвин Ч. Заметка о валуне, который видели на айсберге под 61 градусом южной широты // Сочинения. Т. 2. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1939.

26. Егорьева А.В. Балтийское море. М.: Географгиз, 1961.

27. Загорская Н.Г. и др. Морские неоген (?) – четвертичные отложения нижнего течения Енисея// Тр. НИИГА, т. 144, 1965.
28. Захаров Ю.Ф. О возрасте рельефа Северного, Приполярного и Полярного Урала // Геология и геофизика, 1966, № 11.
29. Захаров Ю.Ф. Экзотектонические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири// Геология и геофизика, 1968, №6.
30. Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск: Изд-во ТГУ, 1976.
31. Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс, 1988.
32. Иосифова Ю.И. Геология СССР, т.4. Палеогеновая и неогеновая системы. Недра. М., 1971.
33. Иосифова Ю.И. Стратиграфия и палеогеография миоценовых отложений Окско-Донской низменности. Автореф. дисс. канд. наук. М., 1972.
34. К палеогеографии четвертичного периода Западной Сибири. Критика основных положений антигляциализма. С.А.Архипов, В.С. Волкова, А.В.Гольберт, В.И.Гудина, В.Н.Сакс, С.Л.Троицкий// Изв. Новосибир. отд. Геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 5.
35. Краевые образования материкового оледенения. Изд. Минтис. Вильнюс, 1965.
36. Комплекс дистанционных методов при геологическом картировании таежных районов (на примере Приенисейской Сибири). Методическое пособие/ В.И.Астахов, Л.М.Герасимов, В.Я.Ероменко и др. Л. :Изд-во Недра, 1978.
37. Краснов И.И. Исследование ленточных глин// Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Часть 2. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
38. Краснов И.И. Дискуссионные вопросы ледниковой теории и антигляциализм// Тр. ВСЕГЕИ. Нов. Серия, 1968. Т.143.
39. Кропоткин П.А. Исследования о ледниковом периоде// Зап. РГО. 1876. Т.7. Вып.1.
40. Кузин И.Л. Об отсутствии материковых оледенений в сев.-зап. части Западно-Сибирской низменности// Тр. ВНИГРИ, 1960. Сб. геологии и геохимии, №3 (IX).
41. Кузин И.Л. О роли движений земной коры и колебаний уровня океана в формировании рельефа Западно-Сибирской низменности// Тр. ВНИГРИ. Вып. 186, геол. сб. 6, 1961.

42. Кузин И.Л. Геоморфологические уровни севера Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ. Вып. 225, 1963.

43. Кузин И.Л. О плиоценовом возрасте четвертичных отложений «ледниковых» районов Западно-Сибирской низменности и Русской равнины // Тр. ВНИГРИ. Геол. сб. №8, 1963.

44. Кузин И.Л. Являлся ли Урал центром материковых оледенений? // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966.

45. Кузин И.Л. О причинах колебаний уровня Арктического бассейна в неоген-четвертичное время // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Гидрометеорологическое изд-во. Л., 1970.

46. Кузин И.Л. О возрасте морен на Полярном Урале // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 71. Тюмень, 1973.

47. Кузин И.Л. Крупнообломочный материал в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 146. Тюмень, 1979.

48. Кузин И.Л. О происхождении мореноподобных отложений (на примере Западной Сибири) // Изв. ВГО, т. 113, 1981.

49. Кузин И.Л. Новейшая тектоника Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Л. 1982. Деп. ВИНТИ.

50. Кузин И.Л. Глиняный диапиризм – важная составная часть новейшего тектогенеза Западной Сибири // Региональная неотектоника. Новосибирск: Наука, 1983.

51. Кузин И.Л. Эратические валуны Западной Сибири // Изв. РГО. 2001. Вып. 1.

52. Кузин И.Л. Эратические валуны Европы // Изв. РГО. 2001. Вып. 6.

53. Кузин И.Л. Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа. Картографич. ф-ка ВСЕГЕИ, СПб, 2002.

54. Кузин И.Л. Главные этапы формирования рельефа северной части Уральских гор // Изв. РГО. 2003. Вып. 3.

55. Кузин И.Л. О степени обоснованности теории материковых оледенений // Изв. РГО. 2003. Вып. 5.

56. Кузин И.Л. Геоморфологические уровни северо-запада Русской равнины // Изв. РГО. 2004. Вып. 6.

57. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб, Изд-во ГПА, 2005.

58. Кузин И.Л., Трофимов С.В. Выход верхнемеловых пород на

Сибирских увалах и связанные с ним проблемы палеогеографии антропогена // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 172. 1982.

59. Кузин И.Л., Ероменко В.Я., Пятницкий В.К. Космотектоническая карта нефтегазоносных областей Сибири // Исследование Земли из космоса, № 4, 1990.

60. Кузин И.Л., Евдокимов А.Н. Об отсутствии следов материковых оледенений в районе Стокгольма // Изв. РГО. 2001. Вып. 1.

61. Лаврова М.А. Четвертичная геологии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960.

62. Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ.

63. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск. Наука и техника, 1980.

64. Линдберг Г.У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л.: Наука, 1972.

65. Лисицын А.П. Морские ледовые отложения современных полярных областей и эпох оледенения и их значение для палеогеографии // Тр. 19-го Международного геогр. конгресса в Стокгольме. Изд-во АН СССР, 1961.

66. Максимов Е.В. Стадии древнего оледенения и новейшая тектоника в горах Пutorана, на Полярном и Приполярном Урале // Доклады Отделений и комиссий ВГО. 1970. Вып. 16.

67. Малаховский Д.Б. Развитие рельефа северной части Валдайской возвышенности // Палеогеография четвертичного периода СССР. Изд-во МГУ, 1961.

68. Малаховский Д.Б. Проблемы генезиса и возраста рельефа северо-запада Русской платформы // Геоморфология. 1995, №2.

69. Малаховский Д.Б. и Вигдорчик М.Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины// Тр. Комиссии по изуч. Четвертичного периода. XX1, 1963.

70. Малаховский Д.Б., Марков К.К. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР. Л.: Наука, 1969.

71. Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А., Денисенков В.П. и др. Результаты изучения торфяника на вершине оза у г. Острова и некоторые вопросы палеогеографии голоцена Псковской области и юго-востока Эстонии // Вестник ЛГУ. 1983, № 18, вып.3.

72. Марков К.К. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области // Природа, 1931, № 4

73. Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области // Тр. Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР. 1931. Вып. 117.

74. Марков К.К. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. М.: Наука, 1986.

75. Марков К.К. и др. Плейстоцен. М.: Высшая школа, 1968.

76. Масляев Г.А. Новые данные о возрасте лихвинских озерных отложений. ДАН СССР, т. 128, № 2, 1959.

77. Махачек Ф. Рельеф Земли, т. 1. Изд. Иностран. лит-ры, М., 1959.

78. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. Изд. «Мысль», М., 1972.

79. Мирчинк Г.Ф. Гляциодислокации и их значение для понимания структуры территории европейской части СССР // БМОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21 (4).

80. Морские неоген(?) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей / Н.Г. Загорская, З.И. Яшина, В.Я. Слободин и др. Л.: Недра, 1965.

81. Нейштадт М.И. Голоцен на территории СССР // Тр. Комиссии по изуч. Четвертичного периода, X111, 1957.

82. Никитин П.А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. Изд. АН СССР, М.-Л., 1957.

83. Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Мемуары Геол. отд. Общ-ва любителей естествозн., антропол. и этнографии. Вып. 5, 1925.

84. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Вып. 1. Изд -во КГУ. Киев, 1946.

85. Пидопличко И.Г. О ледниковом периоде. Вып. 4. Изд-во АН УССР. Киев, 1956.

86. Пидопличко И.Г. и Макеев П.С. О климатах и ландшафтах прошлого. Вып. 2. Киев: Изд-во АН УССР, 1956.

87. Погуляев Д.И. Сецинские дислокации // Уч. зап. Смоленского пед. ин-та. 1956, вып. 3.

88. Покровные материковые оледенения и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга 1. М.: Наука, 1976 / Авт. С.А. Архипов, С.М. Андреева, А.А. Земцов и др.

89. Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. Гл. ред. И.П. Герасимов. М.: Наука, 1969.

90. Рагозин Л.А. Сибирские увалы – главный конечно-моренный

пояс Западно-Сибирской низменности // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. Тюмень, 1976.

91. Рухин Л.Б. Об условиях образования некоторых Шапки-Кирсинских камов // Уч. зап. ЛГУ. 1939, № 25.

92. Рухина Е.В. Строение Шапки-Кирсинской возвышенности // Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972.

93. Саммет Э.Ю. О связи стадияльных краевых образований Валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода, XX1, 1963.

94. Самойлов Я.В., Горшкова Т.И. Осадки Баренцова и Карского морей // Тр. Плавающего морского ин-та, т. 1, вып. 14, 1924.

95. Смирнов Д. Зимы из ряда великих. Комсомольская правда, 17 янв. 1985.

96. Соколов Н.Н. Рельеф Валдайской гряды. Природа, № 6, 1928.

97. Спиридонов А.И. Геоморфология Европейской части СССР. Изд-во Высшая школа. М., 1978.

98. Справочное руководство по петрографии осадочных пород (под ред. Л.Б.Рухина), т. 2. ГОНТИ, Л., 1958.

99. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Полутом 1. М., 1986.

100. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита/ Л., Наука, 1976.

101. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Отв. ред. Н.С.Чеботарева. М.: Наука, 1977.

102. Терновская В.Т., Артюшков Е.В., Славянов В.Н. Палеогеоморфологический метод прогноза деформации горных пород. М.: Наука, 1966.

103. Троицкий Л.С. О размерах и характере оледенения Урала в четвертичном периоде// ДАН СССР, 1964. Т.155. № 2.

104. Троицкий С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. М.: Наука, 1975.

105. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 2000.

106. Хольтедаль У. Геология Норвегии, т. 2. Изд-во Иностран. лит-ры, М., 1958.

107. Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985.
108. Чувардинский В.Г. Приповерхностные тектонические деформации и их роль в формировании экзарационного рельефа и деструкции кор выветривания // Коры выветривания и гипергенные полезные ископаемые восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1983.
109. Чувардинский В.Г. О происхождении и механизме формирования некоторых типов тектонического рельефа, сходного с экзарационным // Задачи механики в гляциологии и геокриологии. М.: Изд-во МГУ, 1984.
110. Шацкий С.Б. Ледниковая экзарация и гляциодислокации Белогорской возвышенности // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981.
111. Шкарубо С.И., Лопатин Б.Г., Кузин И.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист S-41-43 – остров Белый (с Объяснительной запиской). Л.:Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003.
112. Шульц С.С., Можаяев Б.Н., Можаяева В.Г. и др. Судомская возвышенность (геолого-геоморфологический очерк). М.-Л.: Наука, 1963.
113. Щукин И.С. Общая геоморфология. Т. 1. Изд-во Моск. Ун-та, 1960.
114. Яковлев С.А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей // Изв. Научно-Мелиоративного ин-та. 1926. Вып. 8-13.
115. Яковлев С.А. О связи между бассейнами Балтики и верхней Волги в позднеледниковое время // Природа, 1928. № 1.
116. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М.: Госгеолиздат, 1956.
117. Penk A. und Bruckner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, 1909.
118. Salpausselka ja Saakaudet. Geologian tutkimuskeskus. Opa 36. Lahti, 1994.

ISBN 978-5-903030-11-8



Кузин И.Л.

Мифы и реалии учения о материковых оледенениях

Издательство СЗНИИ «Наследие»
С.-Петербург, 199397, а/я 857

Подписано в печать 04.03.2013. Формат 60х88 1/16.
Усл.-печ.л. 8,7. Уч.-изд.л. 9,3. Тираж 300 экз. Зак № 9.

Отпечатано с готовых диапозитивов
в типографии ООО «Тайм»
190121, Санкт-Петербург, ул. Садовая, 85, лит. А