

И. Л. Кузин

Геоморфология
Западно - Сибирской
равнины



Сибирское отделение
АИИ

И. Я Кузин

*Геоморфология
Западно - Сибирской
равнины*

*Санкт-Петербург
2005*

УДК 551.4 (571.1)

ББК

Печатается по решению редакционно-издательского совета Государственной полярной академии.

Кузин И. Л.

Геоморфология Западно-Сибирской равнины.

- - СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. - 176 с: ил.

ISBN 5-98193-013-6

Книга рассчитана на широкий круг географов и геологов и может быть использована как учебное пособие в высших учебных заведениях.

Рассмотрены следующие вопросы рельефообразования в Западной Сибири: краткая история исследований, геологический очерк, геоморфологические уровни и слагающие их отложения, формы рельефа, роль движений земной коры и колебаний уровня Мирового океана в формировании рельефа, новейших осадков и некоторых связанных с ними россыпных полезных ископаемых. Много внимания уделено проблеме материковых оледенений низменности и гор. Приведены материалы, показывающие ошибочность представлений о ведущей роли покровных оледенений в новейшей палеогеографии региона.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучением рельефа Западно-Сибирской равнины занимались многие исследователи. Собранные на протяжении почти ста лет материалы опубликованы в статьях и монографиях, отражены на изданных геоморфологических картах. Подавляющее большинство этих публикаций объединяет теория материковых оледенений, согласно которой как крупные, так и мелкие формы рельефа и слагающие их отложения имеют ледниковое происхождение. Начиная с 60-х годов прошлого века наряду с ледниковыми развиваются представления о том, что оледенений в Западной Сибири не было. Противники теории материковых оледенений считают, что формирование рельефа региона связано не с гипотетическими ледниками, а с работой моря, озер, рек, многолетней мерзлоты и других физико-геологических процессов, которые протекают здесь и в настоящее время. Борьба сторонников и противников ледниковой теории продолжается до настоящего времени. Свидетельством этого является предлагаемая читателям книга, написанная по материалам многолетних полевых работ автора в разных районах Западной Сибири. Наряду с описанием рельефа в ней впервые дается характеристика условий образования месторождений некоторых россыпных полезных ископаемых, связанных с рельефообразующими осадками.

© И. Л. Кузин, 2005.

© Государственная полярная академия, 2005.

ISBN 5-98193-013-6

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРОИСХОЖДЕНИИ РЕЛЬЕФА И СЛАГАЮЩИХ ЕГО ОСАДКОВ

Первые сведения о рельефе и приповерхностных отложениях Западной Сибири были получены участниками русских академических экспедиций второй половины 18 в. Это были отрывочные, обычно попутные наблюдения ученых-натуралистов, путешествовавших по долинам крупных рек. Такого характера спорадические маршрутные исследования продолжались почти до середины двадцатого столетия. Только в послевоенные годы здесь стали проводиться комплексные работы крупных коллективов геологов и географов, позволившие выявить закономерности пространственного положения форм рельефа разного происхождения и возраста и детально изучить строение рельефообразующих отложений. Ниже излагаются основные результаты исследований по рассматриваемому вопросу.

По данным И. Г. Гмелина (1751-1752), южная часть Западной Сибири, где развиты соленые озера, представляет собой дно недавно существовавшего здесь моря. Так считал и П. С. Паллас (1773-1778), который на берегу Иртыша нашел мелкие раковины и описал их как морские. Эти ошибочные взгляды разделялись многими исследователями 19 - начала 20 веков.

В 1771 г по Оби от устья Иртыша до Обской губы проплыл В. Ф. Зуев, Его записки помещены в многотомном труде П. С. Палласа. Этот исследователь первым указал на асимметрию долины Оби — правый берег реки высокий и крутой, сложен глиной и песком, левый — низкий, пологий.

А Эрмак (1828) в районе пос. Самарово описал валуны кристаллических пород и высказал предположение об их приносе с Урала.

А. Ф. Миддекдорф (1861) в низовьях Енисея описал равнину, сложенную песком и глиной. Отложения содержат мор-

ские раковины и валуны кристаллических пород. Появление валунов он объяснил транспортировкой плавучими льдами.

По данным Ю. А. Кушелевского [60], п-ов Ямал представляет собой «иссякшее море». Его поверхность покрыта морским песком с мелкими раковинами, заносными камнями и конгломератами. На пространстве между Обью и Енисеем почва песчаная с глиной, гравием, крупными кусками гранита и гольшей.

Ф. Б. Шмидт (1867,1872) отметил, что в низовьях Енисея отложения с морской фауной содержат многочисленные валуны, принесенные сезонными льдами. Состав фауны указывает на то, что такие же осадки распространены и на Гыданском п-ове; возможно, они продолжают и в бассейне Оби. Описанные отложения он считал аналогами морских отложений бассейна Сев. Двины и Западной Европы.

П. И. Третьяков (1869) указал, что в левобережной части Туруханского края распространены пески и глины с валунами, принесенными реками с правого берега Енисея.

По Б. Ф. Котта [31], Западная Сибирь представляет собой однообразную равнину, сложенную с поверхности слоистым песком, илом и глиной. Этот исследователь считал, что в недалеком прошлом («во время дилuvia или плиоцена») вся низменность была покрыта водами рукава Ледовитого океана, соединявшегося со Средиземным морем. После того, как море ушло, обнажилась волнообразная местность с остатками морских раковин в слоях песчаных глин.

В 60-70-х годах 19 в. Е. Мартенсом было установлено, что собранные разными исследователями на юге Западной Сибири раковины представлены только пресноводными формами. По этому высказанное ранее представление о связи Северного Ледовитого океана с Арало-Каспийским бассейном является ошибочным.

И. А. Лопатин (1871,1897) указал на широкое распространение в низовьях Енисея отложений с морской фауной и привел описание результатов наблюдений за современным перекосом каменного материала речным льдом. Он отметил царапины (борозды) на скальных выходах горных пород, оставленные вмерзшими в лед валунами.

Т. Бельт (1874) выступил с критикой представлений В. Ф. Котта о морском происхождении поверхностных отло-

жений Западной Сибири. Их образование он связал с огромным пресноводным озером, возникшим в результате подпруживания вод р. Оби надвигавшимся с севера ледником; южный берег озера находился на широте г. Павлодара. Из приледникового озера воды сбрасывались в Арало-Каспийский бассейн. Эти представления Т. Бельта получили развитие в работах И. А. Волкова, В. С. Волковой, И. И. Краснова и многих других исследователей второй половины 20 в.

О существовании крупного бассейна на севере низменности во время оледенения Урала писал И. С. Поляков [77]. Он считал, что сносившиеся с Урала обломки кристаллических пород попадали в водоем, который, возможно, был морским заливом, и по нему разносились плавающим льдом в разных направлениях. При таянии льдин они падали на дно бассейна и погребались слоями мелкозема. В настоящее время, взгляды И. О. Полякова и других сторонников дрейфовой теории развиваются исследователями, отрицающими материковые оледенения Западной Сибири.

Е. С. Федоров (1887) в бассейне Сев. Сосьвы описал гряды конечных морен, вытянутые вдоль Урала.

Я. А. Макеров (1891) исследовал валунные суглинки в аос. Самарово и высказал предположение об их ледниковом происхождении. По его мнению, уральский ледник доходил до устья Иртыша,

По мнению Н. К. Высоцкого [14], западная часть низменности покрывалась ледником, наступавшим с Урала. Среди четвертичных отложений этой территории он выделил доледниковые, ледниковые и послеледниковые образования.

Г. И. Танфильев (1902) согласился с Т. Бельтом о существовании на юге низменности подпрудного бассейна и о стоке вод через Тургайский пролив в Аральское море. Он отметил также, что севернее оз. Чаны развита система грив, образованная талыми ледниковыми водами.

Д. А. Драницын (1912, 1915) нахождение валунов и галек в районе г. Нарым объяснил переносом водой ледниковых потоков, а образование широко распространенных на Обь-Иртышском водоразделе супесчано-суглинистых отложений связал с подпрудным приледниковым озером. Он первым пришел к выводу о двукратном оледенении Западной Сибири.

По мнению Л. С. Берга (1914), котловинный рельеф Йшимской степи, Барабы и вообще юга Западно-Сибирской равнины является наследием сухого периода, предшествовавшего современному влажному периоду. Впадины развитых здесь озер представляют собой бывшие некогда сухими депрессии и котловины (эоловые, дефляционные), недавно подвергшиеся затоплению. Вытянутые к северо-востоку острова и полуострова озера Чаны он считал полузатопленными эрозионными гривами.

В 1922-1923 гг. Б. Н. Городков поднялся по р. Аган, пересек Сибирские увалы и спустился по р. Пур до устья. Разбитые на этом водоразделе холмы, сложенные песчано-галечным материалом, он отнес к конечной морене постмаксимального оледенения. Конечно-моренной грядой этот исследователь называл и такую крупную возвышенность, как Мужинский Урал.

По мнению Я. С. Эдельштейна (1925-1926), главные водные артерии Западной Сибири были заложены в доледниковое время, поэтому закономерную ориентировку долин и водоразделов нельзя связывать с воздействием ледниковых покровов. По мнению этого исследователя [98], наряду с экзогенными процессами в формировании рельефа региона принимали участие и тектонические движения.

Н. А. Кулик [59] высказал несогласие с представлениями о ледниковом происхождении «моренных горизонтов» севера низменности. Он считал, что эта территория испытала одно оледенение, причем типичные морены развиты только в долинах рек Полярного Урала и на прилегающих к нему участках равнины. На всей же остальной территории Севера четвертичные отложения представлены осадками крупного пресноводного бассейна. Морская фауна населяла лишь северные глубоководные части этого бассейна. По мнению Н. А. Кулика, подтвержденному более поздними работами по геологии моря, и в настоящее время отложения, подобные континентальной морене, образуются на дне Баренцева моря.

П. Л. Пирожников (1931) исследовал Таз-Енисейский водораздел. Образование холмистого рельефа и крупных озер этого района он объяснил воздействием ледника, двигавшегося со Средне-Сибирского плоскогорья, на что указывает состав валунов в морене (траппы).

В 1931 г. В. А. Обручев, основываясь на литературных данных, высказал идею сплошного оледенения Сибири. По его мнению, в пределы Западной Сибири ледники двигались с Урала, Таймыра и из Карского моря («Тазовский центр оледенения») и покрывали низменность почти до 60 с. ш. На западе сибирский ледниковый покров сливался с европейским, а на востоке — с североамериканским. Уже вскоре после выхода в свет этой работы В. А. Обручева представление о сплошном оледенении Сибири подверглось критике и многие годы не использовалось местными специалистами. Однако в последнее время оно нашло развитие в работах С. А. Архипова, В. И. Астахова, И. А. Волкова и некоторых других исследователей (см. ниже).

Л. В. Введенский (1933) в бассейнах рек Пелым и Тавда выделил три надпойменные террасы и пойму. Их образование он связал с эпохами оледенений (в соответствии с альпийской схемой). Сущность этих палеогеографических построений сводится к следующему. В ледниковые эпохи отлагался аллювий, а в межледниковья формировались уступы террас. Во время максимального оледенения все доледниковые долины были заполнены осадками на уровне третьей надпойменной террасы (поверхностью террасы явилось дно приледникового бассейна). В межледниковье был сформирован уступ третьей надпойменной террасы. Во время последнего оледенения накопились осадки второй надпойменной террасы, уступ которой был оформлен в послеледниковое время.

Аналогичные представления содержатся и в работе С. В. Эпштейна (1934). В долинах рек Лозьва и Тура им выделены две террасы. Первую террасу он отнес к вюрмскому времени, вторую — к среднему отделу четвертичной системы.

В. И. Громов (1934) описал выход юрских пород с морской фауной в долине р. Бол. Юган, который он считал коренным. Последующие исследователи (В. Г. Васильев, С. Б. Шацкий и др.) пришли к выводу о его ледниковой (отторженцевой) природе. Долгое время эта точка зрения имела широкое распространение, однако в последнее время получены материалы, указывающие на диапировую природу рассматриваемого обнажения мезозойских пород (см. ниже). В. И. Громовым была составлена карта распространения ледников максимального оледенения, описаны морены напора и указано место стыка

уральского и таймырского ледниковых покровов. Граница максимального оледенения проводилась им от водораздела Конды и Сев. Сосьвы на западе, через устье Иртыша и далее на восток к верховьям Бол.Югана.

По мнению Р. С. Ильина (1934,1936), Западно-Сибирская низменность подвергалась неоднократным оледенениям, начиная с миоцена. В четвертичном периоде он выделил три оледенения, сопоставляемые им с альпийскими ледниковыми циклами. Самым мощным было миндельское оледенение, льды которого покрывали всю низменность. На юге они распространялись почти до г. Новосибирска. Этот исследователь отрицает существование на Белогорском материке (водораздел Оби и Назыма) типичного моренного ландшафта. Он пишет о том, что широтный отрезок Оби на участке от устья Ваха до устья Иртыша является долиной пра-Ангары, впадавшей когда-то в Иртыш.

Обращает на себя внимание тот факт, что на основании полевых наблюдений исследователи первой трети 20 в. (Д. А. Драницын, П. Л. Драверт, Р. С. Ильин и др.) указывали на широкое распространение эрратического валунно-галечного материала во всей южной части региона. Однако во второй половине 20 в. сторонники ледниковой теории про этот фактический материал «забыли» и южную границу распространения в алуносодержащих ледниковых отложениях проводят на 500 км севернее, в соответствии с рисовкой В. И. Громова. Умалчивание факта очень широкого площадного распространения эрратического материала в Западной Сибири мешает решению проблемы его транспортировки в южные районы. Нужно или резко увеличить площадь распространения льдов максимального оледенения, как это делали исследователи начала 20 столетия, или согласиться с неледниковым (ледово-водным) способом транспортировки крупнообломочного материала в пределах равнины.

Я. Я. Балабай [8], как и Л. С. Берг, критикует представления сторонников оледенений о водно-ледниковом происхождении гривного рельефа юга Западной Сибири. Он пишет о своем несогласии с Г. И. Танфильевым, считавшим, что гривы являются остатками размывтой ледниковыми водами поверхности. По его мнению, гривный рельеф, а также мелкие бугры и почти все озерные котловины

этой части равнины образованы ветром без участия текучих вод.

С. Г. Боч (1937) провел маршрутные работы по Конде, Ляпину и Сев, Сосьве. На эту территорию им составлена карта четвертичных отложений масштаба 1:2500000. Автор пришел к выводу, что современные формы рельефа отражают структурные особенности дочетвертичных пород.

А. Г. Бер (1938) отмечает, что в бассейнах Ишима и Тобола кроме отложений поймы и двух надпойменных террас, а также лессовидных суглинков междуречных плато, никаких более древних четвертичных отложений нет.

Л. Н. Ивановский (1939) в долинах Казыма и Надыма описал две надпойменные террасы и пойму. Он отметил, что по мере движения на восток (по Казыму) уменьшаются размеры и количество валунов, заключенных в морене.

Е. С. Полугаевской (1939) в долинах Лямина и Назыма выделены пойма и три надпойменные террасы высотой 6-8 м, 12-14 м, 18-20 м.

В. А. Дементьев (1934-1940) описал рельеф Обь-Иртышского междуречья, а также бассейнов рек Вах и Назым. В пределах низменности этим исследователем [17] выделено несколько геоморфологических районов (зон). С севера на юг развиты: 1) зона молодых ступенчатых морских равнин (п-ова Ямал, Тазовский и прибрежная часть п-ова Гыданский); 2) зона ледниковых аккумулятивных и холмистых равнин, в основном эпохи максимального оледенения (северная половина равнины, включая бассейны рек Конда, Васюган и Тым на юге); 3) зона приледниковых водно-аккумулятивных равнин, плоских или платообразных, расчлененных эрозией; 4) зона внеледниковых плоских и волнисто-овражных эрозионно-аккумулятивных равнин; 5) зона предгорных расчлененных равнин; 6) молодые аллювиальные равнины (низкие террасы в долинах рек); 7) древние ложбины стока (долина Иртыша, а также долины рек Алей, Касмала и других левых притоков верхнего течения Оби).

В статьях Н. Е. Дика, А. С. Кириллова, В. А. Николаева, других исследователей предвоенных лет содержатся сведения о распространении в долинах рек поймы и двух-трех надпойменных террас. Все более высокие водораздельные пространства описаны ими как ледниковые и водно-ледниковые

образования. Многие исследователи полагали, что в разных частях равнины количество террас в речных долинах разное. Это связывалось с чередованием эпох оледенений, льды которых определяли гипсометрическое положение базисов эрозии. Эта точка зрения была распространена до начала 60-х годов прошлого столетия, когда автором и некоторыми другими исследователями стало обосновываться представление о террасированном™ водораздельных пространствах и о транзитном характере речных террас (см. ниже).

М. М. Фрадкиным (1939, 1946) дана краткая характеристика рельефа и осадков центральной части Сибирских увалов, На водоразделе Надыма и Тром-Югана им, а также Л. П. ТТубаевым [95] описаны увалы северо-восточного простирания, сложенные валунными глинами. Эти увалы названные исследователи описали как конечную морену третьего оледенения, названную М. М. Фрадкиным Надымской. Л. П. Шубаев считал, что при смыкании уральского и таймырского ледниковых покровов максимального оледенения образовалось приледниковое озеро, сток вод которого на север происходил на участках современных рек Тром-Юган и Пим. В этой части равнины он выделил: 1) область зандровых полей (сургутское полесье); 2) равнину, приподнятую над зандровой низиной (в долинах рек развито две террасы); 3) область конечной (Надымской) морены с ложбинами стока и гривами.

И. П. Герасимов (1934, 1946) дал описание гривного рельефа и речных террас Обь-Иртышского междуречья. Он считал, что южная часть Западной Сибири представляет собой систему разновозрастных аллювиальных равнин, на образование которых оказал влияние Урало-Таймырский ледниковый покров. Образование широко распространенных здесь эрозионных лощин, грив, приустьевых валов и других форм рельефа обусловлено деятельностью текучих вод.

В многочисленных статьях Н. А. Нагинского (1946, 1949 г.р.) рассматриваются вопросы палеогеографии четвертичного периода центральных районов Западной Сибири (количество ледниковых эпох, разновременность наступания ледников разных центров оледенений, сток речных вод во время оледенений и др.). По мнению С. Б. Шацкого (1955), представление о разновременности уральского и сибирского оледенений не подтверждается фактическим материалом.

По С. П. Качурину (1947), озерные котловины и степные блюдца юга Западной Сибири являются реликтами многолетней мерзлоты. Оки образовались в результате термокарста.

А. И. Попов [78 и др.] по результатам работ в бассейнах Оби и Енисея пришел к выводу об одном оледенении Западной Сибири. По его мнению, ледниковые покровы двигались с запада и востока, занимая большую часть территории Севера. Во время оледенения существовал обширный мелководный морской бассейн, южная граница которого проходила примерно по Полярному кругу. Ледники спускались в воды бассейна, от них откалывались айсберги, разносившие крупнообломочный материал по акватории бассейна. В результате подпруживания рек ледником, в южной части равнины образовалась система приледниковых бассейнов. Не трудно заметить, что *взгляды* А. И. Попова имеют много общего с палеогеографическими представлениями И. С. Полякова и Н. А. Кулика.

С 1949 по 1955 гг. большим коллективом сотрудников ВАГТА и ВСЕГЕИ проводилась Государственная геологическая съемка масштаба 1:1000000 центральной и северной частей Западной Сибири. Одновременно с ней на отдельных участках велась съемка масштабов 1:500000 и 1:200000. Геологами-съемщиками были исследованы громадные труднодоступные пространства равнины и собран большой фактический материал по геологическому строению и геоморфологии региона. В результате этих работ была значительно уточнена стратиграфическая схема кайнозоя и проведено довольно детальное расчленение четвертичных отложений. Полевые работы с использованием аэроснимков позволили полнее, чем это было сделано раньше, изучить рельеф и составить геоморфологические карты по отдельным районам. Однако по проблеме четвертичной палеогеографии региона новых построений сделано не было. Геологами-съемщиками развивались сформулированные ранее представления о ведущей роли ледников в формировании рельефа и четвертичных отложений, с работой моря и текучих вод ими связывалось образование только низких террас,

Содержащиеся в отчетах геологов-съемщиков описания рельефа обычно сопровождалось выделением типов рельефа преимущественно ледникового происхождения. Например, в бассейне Казыма В. В. Буклин и К. П. Кравченко (1951) опи-

сали следующие типы рельефа: 1) холмисто-моренную равнину; 2) волнистую ледниковую равнину с участками холмисто-моренного рельефа; 3) зандровую озерно-болотную равнину; 4) долинный комплекс. По данным Ф. А. Алявдина (1954), в бассейнах Ныды и Арка-Таб-Яхи развиты: 1) ледниковый и водно-ледниковый рельеф; 2) водно-ледниковый рельеф; 3) зандровые равнины; 4) рельеф озерно-болотной аккумуляции.

Многие выводы геологов-съемщиков по четвертичной палеогеографии не получили развития в работах последующих поколений исследователей, однако содержащийся в их отчетах фактический материал долгое время служил первоисточником сведений о геологическом строении многих районов этой труднодоступной территории.

Обобщив обширный материал геологических съемок и личных наблюдений, В. Н. Сакс [85 и др.] составил стратиграфическую схему четвертичных отложений Севера, главные положения которой состоят в следующем. В основании разреза, в глубоких (до 150-200 м) долинах, находятся аллювиальные отложения. На них залегают мощная толща морены максимального оледенения. Далее вверх по разрезу, перекрывая друг друга, залегают: мессовские аллювиальные отложения, санчуговские морские отложения, казанцевские аллювиальные отложения, морена и водно-ледниковые отложения зырянского оледенения. В ледниковые и водно-ледниковые отложения вложены две надпойменные террасы и пойма. Взгляды В. Н. Сакса на четвертичную палеогеографию разделяли многие сторонники оледенений Западной Сибири [87, 95 и др.],

С. Г. Боч и И. И. Краснов (1953) сделали попытку изучить структурный план осадочного чехла левобережья нижнего течения Оби по геоморфологическим данным. Сущность их представлений заключается в следующем: положительным структурам в современном рельефе соответствуют водоразделы, а отрицательным — долины рек. Буровые и физико-географические работы последующих лет частично подтвердили эти построения — некоторые структуры находят отражение в рельефе. Однако, как будет показано ниже, Действительное соотношение структурного плана дочетвертичных отложений и рельефа дневной поверхности на-

много сложнее, чем это предполагали указанные исследователи,

По мнению А. И. Москвитина (1954), в Нижнем Приобье гряды конечных морен зырянского оледенения имеют высоту до 100 м над поверхность равнины.

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1955) образование параллельно-грядового рельефа бассейна Малой Сосьвы объяснил существованием крупных массивов мертвого льда. Е. И. Пугаченко и К. А. Важебин (1957) ведущую роль в формировании этого типа рельефа отвели напорному воздействию ледника и связанным с ним дислокациям подстилающих пород,

В работах Г. И. Лазукова (1957 г и др.) развивались представления И. С. Полякова, Н. А. Кулика и А. И. Попова о синхронности материковых оледенений и трансгрессий Полярного бассейна. По мнению этого автора, зоной распространения ледников максимального оледенения являлись Сибирские увалы, к северу от которых располагалась область морских трансгрессий, а к югу — область трансгрессий пресноводного бассейна. Эти палеогеографические построения вызвали критические высказывания как сторонников, так и противников материковых оледенений, так как трудно объяснить механизм движения ледниковых покровов со стороны Урала и Средне-Сибирского плоскогорья по узкому длинному водоразделу, каким являются Сибирские увалы.

Г. И. Лазуковым и И. В. Рейниным [61] в составе четвертичной толщи севера низменности была выделена ямальская серия ниже-среднечетвертичных морских и ледово-морских отложений. Она включает залегающие в переуглубленных речных долинах и на низких водоразделах отложения полуйской, казымской и салехардской свит, имеющих как явно водный, так и мореноподобный облик.

Большой объем полевых работ на севере низменности был выполнен сотрудниками Салехардской партии ВНИГРИ, в том числе и автором (1956-1968 гг.). Наряду с изучением структурного плана осадочного чехла и перспектив нефтегазоносности региона был исследован рельеф и залегающие его отложения. Выводы геологов ВНИГРИ по новейшей палеогеографии региона резко отличаются от представлений предшествующих исследователей. Они заключаются в следующем.

1. Западная Сибирь не подвергалась материковым оледенениям, Отложения, ранее описанные как ледниковые, являются водными образованиями [35, 50, и др.].

2. Формирование основных черт рельефа региона связано с деятельностью моря, озер и рек. Здесь развита лестница морских и речных террас, от 200-250-метровой до лайды и поймы; самая высокая из террас имеет плиоценовый возраст [35, 38].

3. Широко распространенный в регионе так называемый параллельно-грядовый рельеф имеет не ледниковое, как считалось ранее, а эрозионно-мерзлотно-тектоническое происхождение [2, 35].

4. Главной причиной крупных колебаний уровня Полярного бассейна, определивших характер новейшего осадочного рельефообразования, являются не местные тектонические движения и не нагрузка ледниковых щитов, как считалось ранее, а эвстатиические колебания уровня Мирового океана [36].

5. Отложения, заполняющие переуглубленные речные долины, имеют не четвертичный, а плиоценовый возраст [40].

Указанные палеогеографические представления нашли поддержку и развитие у ряда специалистов, проводивших полевые работы в так называемой зоне материковых оледенений. Критические высказывания в адрес сторонников оледенений Западной Сибири содержатся в публикациях Н. Г. Загорской, Ю. Н. Кулакова, В. Я. Слободина, В. Н. Соколова (НИИГА), И. Л. Зайонца, Р. Б. Крапивнера (Второе Гидрогеологическое управление) и некоторых других геологов,

В работах А. А. Земцова (1958 и др.), В. В. Ваулина (1961 и др.) и других исследователей приводятся материалы об истории развития многолетней мерзлоты и ее влияния на формирование рельефа. Были установлены два яруса вечной мерзлоты — древний, глубоко залегающий, и новообразованный.

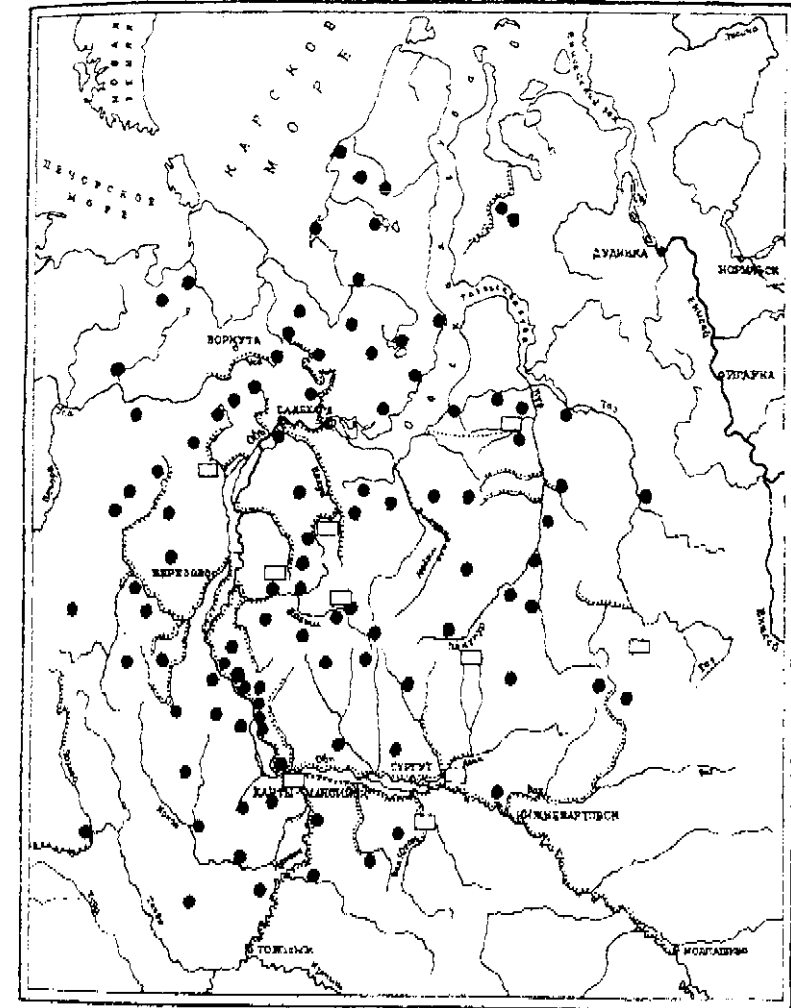
Сведения о развитии рельефа так называемой перигляциальной зоны (бассейн Иртыша) содержатся в публикациях И. А. Волкова и В. С. Волковой (1961, 1964 и др.), А. Каплянкой и В. Д. Тарноградского (1961 и др.) и других исследователей. В них приведены характеристики

террас подпрудных бассейнов, существовавших здесь в эпохи оледенений. Описывая особенности строения долин Тобола и Ишима, И. А. Волков (1962) указал, что в раннем и среднем плейстоцене реки были гораздо многоводнее современных, Образование гривного рельефа юга Западной Сибири этот исследователь связывает с работой ветра.

Изучением стратиграфии четвертичных отложений ПР рельефа левобережья нижнего течения Оби многие годы занимался Ю. Ф. Захаров. Им описаны речные и водно-ледниковые геоморфологические уровни и дано объяснение ледникового происхождения широко распространенного в районе линейно-грядового рельефа (отпрепарированные современными экзогенными процессами гляциодислокации [24]).

Многолетние геолого-съёмочные и тематические работы в центральных и северных районах равнины в 60- 90-е годы были выполнены сотрудниками Главтюменьгеологии, ЗапСибНИГНИ и Ханты-Мансийской геолого-съёмочной партии. В них принимали участие А. П. Астапов, П. П. Генералов, З. А. Кликова, Е. П. Козлов, В. И. Кудрин, А. Ф. Матвеев, А. И. Некрасов, И. И. Смирнов, Ю. П. Черепанов и некоторые другие геологи, в том числе автор. Этими коллективами геологов был получен и всесторонне исследован большой материал буровых, горнопроходческих и маршрутных работ, позволивший осветить разные стороны проблемы палеогеографии позднего кайнозоя так называемой зоны материковых оледенений. Их выводы по новейшей палеогеографии региона близки к описанным выше палеогеографическим построениям сотрудников ВНИГРИ. Они полностью отрицают покровные оледенения, а главным фактором осадко- и рельефообразования считают работу моря и рек.

Основанная на большом фактическом материале критика со стороны геологов ВНИГРИ, НЙИГА, Главтюменьгеологии и других организаций, проводивших полевые работы в северной части региона, заставила некоторых сторонников теории материковых оледенений (С. А. Архипова, В. И. Астахова, И. А. Волкова и др.) пересмотреть фактографическую основу общепринятых реконструкций ледникового периода. Результатом этого явилась замена концепции горных центров материковых оледенений концепцией шельфовых центров материковых оледенений. Согласно последней, в пре-



1:10000000

1 2 #3

Рис. 1. Карта полевых работ автора (1957-2004 гг.).
1 — площадные работы; 2 — маршрутные работы; 3 — изучение отдельных разрезов.

дела Западной Сибири ледниковые покровы надвигались не из гор Урала, Путорана и Бырранга, как считалось ранее, а из акватории Карского моря. Другие же сторонники ледниковой теории по-прежнему придерживаются концепции горных центров материковых оледенений. В настоящее время сложилась парадоксальная ситуация, когда один и тот же фактический материал, прежде всего данные о плановом положении крупных форм рельефа (водоразделов и долин) и выраженной в рельефе складчатости нагнетания, объясняется движениями ледников взаимноисключающих направлений. Одни исследователи считают, что ледники двигались из гор на равнину (с запада на восток и с востока на запад), другие — со дна океана на равнину (с севера на юг). Такие резкие расхождения во взглядах на положение центров растекания ледниковых покровов указывают на серьезные недостатки в теории материковых оледенений.

Приведенные материалы показывают, что развитие взглядов на четвертичную палеогеографию и формирование рельефа Западно-Сибирской равнины представляет собой историю борьбы двух противоположных точек зрения — борьбы сторонников и противников теории материковых оледенений. К противникам ледниковой теории принадлежит и автор настоящей работы, который на протяжении почти пятидесяти лет проводил полевые исследования в центральной и северной частях равнины и Уральских гор (рис.1).

ГЛАВА ВТОРАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Западно-Сибирская плита является частью Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Согласно общепринятым представлениям, в ее строении принимают участие следующие структурные элементы:

1) складчатый фундамент, сложенный интенсивно дислоцированными палеозойскими и более древними формациями, прошедшими нормальный геосинклинальный цикл развития (первый структурный ярус);

2) промежуточные (иараплатформенные) образования, представленные умеренно дислоцированными палеозойскими и ниже-мезозойскими осадочными и вулканогенными породами (второй структурный ярус);

3) мезозойско-кайнозойский осадочный чехол (третий структурный ярус).

Первый и второй структурные ярусы являются складчатым основанием — фундаментом осадочного чехла плиты. Третий структурный ярус сложен терригенными осадками мезозоя и кайнозоя, заполняющими громадную, вытянутую с севера на юг чашеобразную впадину, образованную породами доюрского фундамента. Размеры впадины (мезозойско-кайнозойского чехла плиты) составляют: длина — более 2500 км, ширина — до 1900 км, площадь — 34 млн. кв. км, глубина (мощность осадков) — 3.0-3.5 км в центральной части плиты и до 6.0-8.5 км — в ее северной части. Большая часть разреза осадочного чехла сложена мезозойскими (юрскими и меловыми) породами; мощность кайнозойского покрова не превышает 0.6-0.7 км.

Отложения осадочного чехла стратифицированы. Они разделены на ряд серий и горизонтов — стратиграфических единиц регионального значения. Последние объединяют разнофациальные синхронные отложения свит разных районов.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В основании осадочного чехла залегают отложения триасового возраста. Они широко распространены в северной части региона, где входят в состав тампейской серии; вскрыты скважинами на Ямале и в Усть-Енисейском районе. Отложения представлены темно-серыми аргиллитами, алевролитами, туфогенными песчаниками и песчаниками с прослоями бурого угля. По сейсмическим данным, их мощность достигает 1-3 км [72].

Отложения юрского возраста представлены континентальными и морскими фациями. Распространены в пределах всего региона и включают ряд свит и толщ. На дневную, поверхность выходят только в окраинных частях плиты. Единственное обнажение верхне-юрских пород в центральной части региона (так называемый юганский отторженец) связано, по нашему мнению, с проявлением глиняного диапиризма [49].

Большая часть разреза нижней и средней юры входит в состав тюменской свиты. Она сложена континентальными оероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими углистый детрит, линзы углей и конгломератов. В северной части региона наряду с континентальными развиты и прибрежно-морские отложения этого возраста.

Верхняя юра представлена преимущественно морскими фациями. В центральной и северной частях плиты разрез сложен темно-серыми переслаивающимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками (васюганская, наунакская и другие свиты). В западной части плиты развиты серые аргиллиты, сменяющиеся вверх по разрезу алевролитами и песчаниками (отложения моурынинекой и лопсинской свит и нижней части федоровской толщи). В Усть-Енисейском районе разрез верхней юры включает отложения точинской, сиговской и яновстанской свит, сложенных глинами и алевролитами с редкими прослоями песчаников.

Мощность юрских отложений изменяется от нескольких десятков метров в окраинных частях плиты до 1500-2500 м — в ее северной срединной части.

Отложения меловой системы слагают большую часть разреза осадочной толщи. В Среднем Приобье, где мощность чех-

ла не превышает 3.0-3.5 км, их мощность достигает 1.5-1.7 км. На севере плиты она увеличивается до 3.5 км при общей мощности осадочных образований до 7.0-8.5 км. На дневную поверхность отложения этого возраста выходят в окраинных частях плиты — у подножия восточного склона Урала, на возвышенности Мужинский Урал, в приенисейской части региона, а также на Ямале и Гыдане. Редкие изолированные выходы меловых отложений в центральных районах плиты связаны с глиняными диапирами [55, 57].

Нижняя часть разреза нижнего мела (берриас, валанжин, готерив, баррем) распространена широко, включает несколько горизонтов, объединяющих большое количество свит. В Приуралье она сложена гравелистыми песчаниками, переходящими вверх по разрезу в алевролиты и аргиллиты. Мощность 150-200 м. В центральной части плиты разрез сложен переслаивающимися темно-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Мощность до 1000-1200 м. На севере региона отложения этого возраста представлены зеленовато-серыми глинами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов мощностью до 900-1000 м.

Верхняя часть разреза нижнего мела (аптский и альбский ярусы) и нижняя часть разреза верхнего мела (сеноманский ярус) объединены в покурский надгоризонт. Он включает несколько горизонтов и большое количество свит. В Зауралье отложения этого возраста представлены алевролитами, песчаниками, алевролитистыми глинами с углисто-растительным детритом и янтарем. В их составе выделяются (снизу вверх) викуловская, ханты-мансийская, мысовская и мугайская свиты. Мощность до 650 м. В Среднем Приобье разрез сложен серыми алевролитистыми глинами, песками с прослоями глин и алевролитами. Мощность до 1000 м. В северной части региона он характеризуется неравномерным переслаиванием сероцветных песчано-алевролитовых и алевроито-глинистых осадков. Мощность до 800-1000 м.

Морские отложения туронского яруса (кузнецовская свита) развиты почти на всей территории плиты, за исключением ее восточных районов. Сложены зеленовато-серыми плитчатыми глинами с прослоями глауконитовых алевролитов и песчаников. В Чулымо-Енисейском и Колпашевском районах радиальным аналогом свиты являются пестроцветные песча-

нистые глины с прослоями песков и алевролитов, обогащенных углистым детритом. Мощность до 60-70 м.

Отложения коньякского, сантонского и кампанского ярусов в западной части плиты объединены в березовскую свиту. Нижняя часть свиты сложена опоками, опокovidными и монтмориллонитовыми глинами, содержащими прослойки песчаников и алевролитов, а верхняя — алевролитистыми глинами с прослоями опок и опокovidных глин. Мощность 130-230 м. В восточных районах плиты возрастным аналогом березовой свиты являются нижняя и средняя подсвиты сымской свиты, сложенные каолинизированными песками с прослоями глин и алевролитов. Мощность до 150 м.

Отложения маастрихтского яруса входят в состав ганькинской свиты. Они представлены зеленовато-серыми известковыми глинами и мергелями с прослоями опокovidных глин и конкрециями известняков. Мощность 50-200 м. В восточной части плиты ганькинской свиты соответствует верхняя подсвита сымской свиты, сложенная каолинизированными песками, обогащенными углистым детритом. Мощность до 280 м.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеогеновая система. Нижняя часть разреза (до тавдинской свиты включительно) представлена преимущественно морскими, верхняя — континентальными фациями.

К палеоцену отнесены верхняя часть ганькинской свиты (датский ярус) и талицкая свита (зеландский ярус). На дневную поверхность выходы пород этого возраста известны в Зауралье и на южном Ямале. Они сложены серыми известковыми глинами и темно-серыми, иногда почти черными пластичными глинами. В них содержатся прослойки опокovidных глин и глауконитовых песчаников, пласты и конкреции сидерита. Мощность до 90 м. В юго-восточной части региона (Нарымский и Кулундинско-Варабинский районы) отложения этого возраста представлены песками серыми, мелкозернистыми, кварцевыми, с прослоями глин и бурых углей. В восточном и северо-восточном районах плиты возрастным аналогом талицкой свиты является тибейсалинская свита прибрежно-мор-

ских и континентальных осадков. В ее составе выделяются две подсвиты примерно равной мощности. Нижняя подсвита сложена глиной темно-серой, алевролитистой, с мелкими линзами песка, верхняя — алевролитами зеленовато-серыми, содержащими прослойки алевролитистых глин. Мощность свиты до 250 м.

Залегающая выше люлинворская свита включает отложения верхнего палеоцена (танетский ярус) и большей части эоцена (ипрский и лютецкий ярусы). Отложения свиты часто обнажены в приуральской части плиты и на восточном склоне Урала. Их выходы на дневную поверхность в северных районах (Нижнее Приобье, бассейны Полуя, Надьма, Пура и Таза) обусловлены интенсивным проявлением новейших тектонических движений, прежде всего, складчатости нагнетания. Свита состоит из трех подсвит. Нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми и темно-серыми опоками и опокovidными глинами, содержащими редкие прослойки глауконитовых песчаников. Мощность до 50 м. Средняя подсвита представлена серыми глинами с прослоями диатомитов. Мощность до 40 м. Верхняя подсвита сложена желтовато-зеленой глиной (иногда опокovidной) с прослоями глинистых алевролитов. В восточной части региона отложения верхней подсвиты содержат прослойки кварцево-глауконитовых песков и оолитовых железных руд. Мощность до 70 м.

Тавдинская свита (бартонский и приабонский ярусы), перекрывающая люлинворскую свиту, завершает разрез морских эоценовых отложений. Она развита на большей части территории плиты. В окраинных частях региона залегают близко к дневной поверхности; ее многочисленные обнажения наблюдаются здесь по берегам рек и озер. Сложена зеленовато-серыми и зелеными глинами с прослоями алевролитов, песков и сидеритов. В ее подошве иногда залегают пласты глауконитового песка или песчаника (до 10-15 м). В верхней части тавдинской свиты наблюдается переслаивание глин и песков, указывающее на обмеление бассейна осадконакопления. В целом опесчанивание разреза происходит по мере продвижения от районов Среднего Приобья в северном и восточном направлениях, где отложения тавдинской свиты замещаются осадками юрковской свиты. Мощность свиты до 200 м

нистые глины с прослоями песков и алевролитов, обогащенных углистым детритом. Мощность до 60-70 м.

Отложения коньякского, сантонского и кампанского ярусов в западной части плиты объединены в березовскую свиту. Нижняя часть свиты сложена опоками, опоковидными и монтмориллонитовыми глинами, содержащими прослойки песчаников и алевролитов, а верхняя — алевролитистыми глинами с прослоями опок и опоковидных глин. Мощность 130-230 м. В восточных районах плиты возрастным аналогом березовской свиты являются нижняя и средняя подсвиты сымской свиты, сложенные каолинизированными песками с прослоями глин и алевролитов. Мощность до 150 м.

Отложения маастрихтского яруса входят в состав ганькинской свиты. Они представлены зеленовато-серыми известковыми глинами и мергелями с прослоями опоковидных глин и конкрециями известняков. Мощность 50-200 м. В восточной части плиты ганькинской свиты соответствует верхняя подсвита сымской свиты, сложенная каолинизированными песками, обогащенными углистым детритом. Мощность до 280 м.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеогеновая система. Нижняя часть разреза (до тавдинской свиты включительно) представлена преимущественно морскими, верхняя — континентальными фациями.

К палеоцену отнесены верхняя часть ганькинской свиты (датский ярус) и талицкая свита (зеландский ярус). На дневную поверхность выходы пород этого возраста известны в Зауралье и на южном Ямале. Они сложены серыми известковыми глинами и темно-серыми, иногда почти черными пластичными глинами. В них содержатся прослойки опоковидных глин и глауконитовых песчаников, пласты и конкреции сидерита. Мощность до 90 м. В юго-восточной части региона (Нарымский и Кулундинско-Барабинский районы) отложения этого возраста представлены песками серыми, мелкозернистыми, кварцевыми, с прослоями глин и бурых углей. В восточном и северо-восточном районах плиты возрастным аналогом талицкой свиты является тибейсалинская свита прибрежно-мор-

ских и континентальных осадков. В ее составе выделяются две подсвиты примерно равной мощности. Нижняя подсвита сложена глиной темно-серой, алевролитистой, с мелкими линзами песка, верхняя — алевролитами зеленовато-серыми, содержащими прослойки алевролитистых глин. Мощность свиты до 250 м.

Залегающая выше люлинворская свита включает отложения верхнего палеоцена (танетский ярус) и большей части эоцена (ипрский и лютецкий ярусы). Отложения свиты часто обнажены в приуральской части плиты и на восточном склоне Урала. Их выходы на дневную поверхность в северных районах (Нижнее Приобье, бассейны Полуя, Надыма, Пура и Таза) обусловлены интенсивным проявлением новейших тектонических движений, прежде всего, складчатости нагнетания. Свита состоит из трех подсвит. Нижняя подсвита сложена зеленовато-серыми и темно-серыми опоками и опоковидными глинами, содержащими редкие прослойки глауконитовых песчаников. Мощность до 50 м. Средняя подсвита представлена серыми глинами с прослоями диатомитов. Мощность до 40 м. Верхняя подсвита сложена желтовато-зеленой глиной (иногда опоковидной) с прослоями глинистых алевролитов. В восточной части региона отложения верхней подсвиты содержат прослойки кварцево-глауконитовых песков и оолитовых железных руд. Мощность до 70 м.

Тавдинская свита (бартонский и приабонский ярусы), перекрывающая люлинворскую свиту, завершает разрез морских эоценовых отложений. Она развита на большей части территории плиты. В окраинных частях региона залегают близко к дневной поверхности; ее многочисленные обнажения наблюдаются здесь по берегам рек и озер. Сложена зеленовато-серыми и зелеными глинами с прослоями алевролитов, песков и сидеритов. В ее подошве иногда залегают пласты глауконитового песка или песчаника (до 10-15 м). В верхней части тавдинской свиты наблюдается переслаивание глин и песков, указывающее на обмеление бассейна осадконакопления. В целом опесчанивание разреза происходит по мере продвижения от районов Среднего Приобья в северном и восточном направлениях, где отложения тавдинской свиты замещаются осадками юрковской свиты. Мощность свиты до 200 м.

Отложения юрковской свиты являются переходными от морских (тавдинская свита) к континентальным (корликовская толща). Они представлены серыми разномерными гравелистыми песками, содеожасими прослой зеленовато- и коричневатосерых глин, алевроитов, а также галечников. Иногда в отложениях наблюдаются многочисленные прослой сидерита и лигнитизированных растительных остатков. Мощность до 100 м.

В ПурТазовском районе тавдинской свите соответствует нижняя часть континентальной корликовской толщи. Постледная представлена белыми и светлосерыми каолинизированными плохо сортированными песками, содержащими линзы гравийногалечного материала. Мощность до 4060 м.

На эоценовых отложениях с размывом залегают континентальные олигоценовые отложения. Нижне- и среднеолигоценовые отложения (нерасчлененные) представлены атлымской и новомихайловской свитами (рюпельский ярус), верхнеолигоценовые — туртасской свитой (хаттский ярус).

Атлымская свита развита на большей части территории плиты. Ее выходы на дневную поверхность особенно многочисленны в Зауралье и Нижнем Приобье. Она сложена светлосерыми кварцевыми песками, содержащими прослой «шоколадных» песчаных глин, обломки лигнитизированной древесины и рассеянный гравийногалечный материал. В тех районах, где пески атлымской свиты залегают на отложениях юрковской свиты, в их подошве спорадически прослеживается пласт гравия. В Приуралье атлымская свита представлена на светлосерыми песками разномерными, гравелистыми с прослоями галечников, сложенных устойчивыми к выветриванию породами. Мощность до 80 м.

Новомихайловская свита представлена неравномерно переслаивающимися глинами, алевроитами и песками, содержащими обломки лигнитизированной древесины и прослой бурых углей и лигнитов. Цвет отложений серый и буроватосерый. В нижней части разреза преобладают пески и алевроиты, в верхней — глины; переход к подстилающим отложениям атлымской свиты постепенный. Мощность до 150 м.

В югозападной части плиты, а также на восточном склоне Среднего и Южного Урала развита куртамышская свита, отвечающая атлымской и новомихайловской свитам нерасчленен-

ной. Она сложена сероцветными и красноцветными глинами, алевроитами и разномерными песками, содержащими обломки лигнитизированной древесины и прослой оолитовых железных руд. Мощность 60140 м.

Туртасская свита развита в центральных районах плиты. Сложена зеленоватосерыми глауконитсодержащими тонкопесчаными алевроитами, включающими прослой глин и диатомитов. Мощность до 90 м.

В бассейне среднего течения Енисея возрастным аналогом туртасской свиты является нижняя часть бельской свиты. Здесь развиты серые алевроитистые глины с прослоями черных углистых глин и бурых углей. Они содержат прослой разномерных лесков и галечников. Мощность 1545 м.

На юговостоке плиты (районы Томского Приобья) развиты серые пески с прослоями алевроитов и глин, слагающие лагернотомскую свиту. Мощность до 45 м.

В восточной части региона нерасчлененные олигоценовые отложения представлены верхней частью корликовской толщи. Они соответствуют атлымской, новомихайловской и туртасской свитам. Сложены песками светлосерыми и белыми, разномерными, кварцевополевошпатовыми, каолинизированными, содержащими гравий, гальку и мелкие валуны устойчивых к химическому выветриванию пород (кварц, кремнезем, халцедон). Часто встречаются линзы и окатыши каолиновых глин. Мощность до 80100 м.

Неогеновая система. Неогеновые отложения представлены континентальными фациями. Они развиты на большей части плиты, за исключением северных и северо-восточных районов, испытавших новейшие тектонические поднятия. Наиболее широко отложения этого возраста распространены в южной части ОбьИртышского междуречья, интенсивно прогиоавшейся в позднем кайнозое.

Нижний миоцен. Аброеимовская свита (аквитанский и оурдигальский ярусы) сложена глинами серыми и бурыми, переслаивающимися с полимиктовыми алевроитами и песками. Отложения содержат углистый детрит, обломки древесины и прослой лигнитов и бурых углей. В базальном горизонте часто встречаются скопления гравия, гальки и небольших валунов, сложенных преимущественно устойчивыми к выветриванию породами. Мощность до 5080 м.

В районе Колпашевского Приобья абросимовской свите соответствует киреевская свита, сложенная глинами, алевроитами и песками (мощность до 30 м), а в Приенисейской части плиты — верхняя подсвита сельской свиты, представленная алевроитовыми углистыми глинами с прослоями бурых углей (мощность 60-80 м).

Нижний-средний миоцен. Бещеульская свита (бурдигальский, лангийский и сerratваллийский ярусы) представлена чередованием тонкослоистых буровато-серых песков, алевроитов и глин. В подошве свиты часто наблюдается базальный горизонт мощностью до 3,5 м, состоящий из разнозернистого песка с линзами кремнево-кварцевого гравия и гравелита. Мощность до 30 м.

В Ямало-Тазовском районе (бассейны рек Ныда, Ево-Яха, Таб-Яха, Верхняя Хадыта) бещеульской свите соответствует ныдинская толща. Здесь развиты пески разнозернистые, полевошпатово-кварцевые, с прослоями слюдястых алевроитов и каолиновых глин, с гравием, гальками и редкими мелкими валунами устойчивых к выветриванию пород. Мощность до 40 м.

На левобережье Енисея возрастным аналогом бещеульской свиты является кирнаевская свита. Она сложена песками с галечниками и железистыми конгломератами. Мощность до 20 м.

На Обь-Томском междуречье бещеульской свите соответствует болотнинская свита, сложенная разнозернистыми песками и галечниками с прослоями пестроцветных глин. Мощность до 30 м.

На Обь-Енисейском водоразделе отложениям рассматриваемого стратиграфического интервала соответствует ажарминская свита. Она представлена серыми разнозернистыми песками и гравелитами, содержащими прослойки каолиновых глин. Мощность до 30 м.

Средний-верхний миоцен. Таволжанская свита (сerratваллийский и тортонский ярусы) развита в Предалтайском и Предсалаирском районах. Сложена зеленовато-серыми алевроитистыми монтмориллонитовыми глинами с известково-мергелистыми конкрециями, содержащими прослойки алевроитов и мелкозернистых песков. Мощность до 40 м.

В Зауральском и Увалосибирском районах аналогом таволжанской свиты является пелымская толща. Она сложена

алевроитистыми глинами, трепелобидными алевроитами и кварцевыми песками, в которых иногда содержится валунно-галечный материал. Мощность до 80 м.

Более молодые отложения неогена и квартера являются рельефообразующими. Сложенные ими геоморфологические уровни являются своего рода страницами новейшей геологической истории региона. Их характеристика будет дана при описании разновозрастных террас. Здесь же укажем только на некоторые ошибки, содержащиеся в Унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых и четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины, утвержденной МСК России в 2000 г. [91]. В ней наряду с отложениями, залегающими на высоте 150-200 м над уровнем моря (жиландинская, кустанайская, чановская, асташевская и другие свиты южной окраины Западной Сибири) к миоцену и плиоцену (павлодарский, новостаничный и кулундинский горизонты) отнесены и отложения, залегающие в древних речных долинах Севера (новопортовская и мыскаменная толщи). Образование тех и других происходило в разное время и связано с разными геоморфологическими циклами. Жиландинская, кустанайская и другие свиты неогена накапливались, когда базис денудации располагался гораздо выше современного, а новопортовская и мыскаменная толщи — когда он был намного ниже современного. Новопортовская и мыскаменная толщи залегают в переуглубленных речных долинах, сформировавшихся во время плиоценовой регрессии, когда уровень Мирового океана понизился почти на 500 м (от -f 200-250 м до — 250-300 м). Эти долины развиты не только в Западной Сибири, но и в других регионах Евразии, Сев. Америки и в других частях света. Как уже отмечалось, в рассматриваемом регионе отложения переуглубленных речных долин Г. И. Лазуковым и И. В. Рейниным [61] были выделены в ямальскую серию, состоящую из полуиской, казымской и салехардской свит. Их возраст — верхний плиоцен-эоплейстоцен. Новопортовская и мыскаменная толщи являются составными частями ямальской серии (в Стратиграфической схеме 2000 г. она отсутствует), вложенной в толщу водораздельных неогеновых отложений, включающих жиландинскую, кустанайскую и другие свиты. Поэтому возраст новолортовской и мыскаменной свит не может быть старше верхнего плиоцена-эоплейстоцена.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ

Западная Сибирь является аккумулятивной ступенчатой равниной, включающей ряд геоморфологических уровней — морских, озерных и речных террас. На ее формирование оказали влияние следующие физико-геологические процессы [35, 38, 44].

1. Глубинные тектонические движения, передающиеся осадочному чехлу плиты через блоки фундамента. За время формирования современного рельефа амплитуды этих движений не превышали нескольких десятков метров.

2. Внутричехольные тектонические движения, обусловленные пластическими дислокациями глинистых пород осадочного чехла («глиняная» тектоника). Амплитуды за неоген-четвертичное время достигают нескольких сотен метров.

3. Движения приповерхностной части осадочного покрова, связанных с изменением объема многолетнемерзлых пород. Они широко проявились в северной части региона, особенно в Заполярье. Амплитуды криогенных поднятий (при промерзании) и опусканий (при протаивании) составляют десятки метров.

4. Уплотнение мезозойско-кайнозойских глинистых пород, Амплитуда прогибаний за кайнозойское время — до нескольких десятков метров.

5. Тектоно-эвстатические колебания уровня Мирового океана с амплитудой в сотни метров.

Неоднократные крупные трансгрессии и регрессии Полярного бассейна явились причиной формирования главных составных частей Западно-Сибирской равнины — геоморфологических уровней. Нисходящие движения земной коры и повышения уровня Мирового океана приводили к трансгрессиям моря, охватывающим громадные площади. В это время происходило накопление мощных толщ морских и континен-

тальных отложений, выравнивание рельефа и формирование поверхностей геоморфологических уровней. Восходящие движения земной коры и понижение главного базиса денудации Сопровождались регрессиями моря и усилением эрозионных

процессов, что приводило к расчленению сформировавшихся ранее геоморфологических уровней и удалению за пределы региона громадных объемов мелкозема. В позднем миоцене - раннем плиоцене имела место трансгрессия, во время которой накопились осадки сабунской толщи и сформировалась поверхность седьмой (200-250-метровой) террасы. В среднем-позднем плиоцене произошла крупная регрессия, когда уровень Мирового океана от положения на 200-250 м выше современного понизился почти на 500 м и стал на 250-300 м ниже современного. В это время была сформирована сложная система переуглубленных речных долин. Из-под воды вышел практически весь шельф Карского моря, на котором образовалась система речных долин [37, 67]. В позднем плиоцене — эоплейстоцене уровень Полярного бассейна повысился почти на 400 м, до положения на 130-140 м выше современного. Это привело к накоплению осадков ямальской серии, заполнивших переуглубленные речные долины, и к формированию шестого геоморфологического уровня. В плейстоцене в результате прерывистого понижения уровня моря образовались пятый и более низкие геоморфологические уровни. На вышедших из-под воды морских, озерных (озеро-море) и речных террасах происходило местное перераспределение приповерхностных отложений и образование вторичных форм рельефа.

Как уже отмечалось, происхождение и возраст рельефа Западно-Сибирской равнины, как и других равнин умеренных широт, разные исследователи объясняют по-разному. Одна группа специалистов [3, 5, 12, 25, 74, 87 и др.] считает, что здесь широко распространены ледниковые и водно-ледниковые отложения, главным диагностическим признаком которых является содержащийся в них крупнообломочный материал. Признанием ледникового происхождения отложений и сложенного ими рельефа определяется их четвертичный возраст, так как согласно ледниковой концепции на равнины умеренных широт крупнообломочный материал был вынесен ледниками в четвертичное время. По мнению другой группы специалистов [21, 35, 42, 51, 73 и

др.], образование валуносодержащих отложений на равнинах умеренных широт не связано с покровными ледниками. Они имеют водное — морское, озерное или речное происхождение, крупнообломочный материал в них был принесен сезонными льдами. В результате изменения положения базиса эрозии и процессов денудации, эти водные осадки в дальнейшем неоднократно переотлагались, в результате чего на многих участках был образован горизонт плохо сортированных отложений, содержащих крупнообломочный материал (перлювий). Сторонники ледниковой теории принимают его за морену разных ледниковых эпох. Следовательно, время образования рассматриваемых отложений не может быть ограничено только кварталом.

Автором установлено [35, 37], что в Западной Сибири террасированы не только склоны речных долин, но и водоразделы, включая самые высокие. Здесь развито восемь геоморфологических уровней — от голоценового (пойма и пляж) до плиоценового, высота которого достигает 200-250 м над уровнем моря (рис.2).

В 1962 г. во ВНИГРИ под редакцией автора была составлена Геоморфологическая карта северной части Западно-Сибирской низменности масштаба 1:1000000, 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

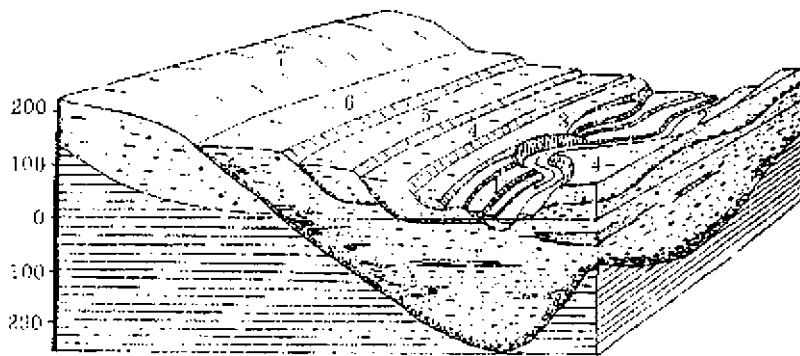


Рис. 2. 3D блок-диаграмма геоморфологических уровней.

дакцией автора была составлена Геоморфологическая карта Тюменской области масштаба 1:1500000 с Объяснительной запиской (рис. 3). На ней рельеф региона представлен в виде системы разновозрастных геоморфологических уровней. Самый древний из них, 200-250-метровая (седьмая) терраса, образовался в позднем миоцене — раннем плиоцене. Слагающие его осадки являются возрастными аналогами отложений павлодарской свиты. Этот геоморфологический уровень расчленен переуглубленными речными долинами, заполненными плиоцен-четвертичными отложениями ямальской серии. Во время максимума ямальской трансгрессии была образована поверхность шестой террасы. В завершающий этап рельефообразования была выработана лестница молодых геоморфологических уровней, включающая пятую и более низкие террасы. Неоднократные крупные изменения положения базиса денудации, с которыми связано формирование современного рельефа, обусловлены тектоно-эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Указанная карта явилась составной частью Геоморфологической карты Западно-Сибирской равнины того же масштаба, изданной под редакцией И. П. Варламова [16].

Сторонники ледниковой теории выступили с резкой критикой представлений об отсутствии материковых оледенений и террасированности Западно-Сибирской равнины. С. А. Архипов, В. С. Волкова, А. В. Гольберт, В. И. Гудина, В. Н. Сакс и С. Л. Троицкий по этому поводу писали следующее. «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 представлениями 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» [32, с. 8]. Последующие полевые работы специалистов разных организаций, прежде всего геологов ЗапСибНИГНИ, Тюменской комплексной гео-

Гораздо труднее стратифицировать отложения высоких террас, К настоящему времени они сильно размыты и выражены в рельефе в виде разной величины и формы останцов, практически лишенных абразионных уступов. В трактовке их генезиса и возраста противостоят сторонники и противники ледниковой теории проявилось наибольшее

лес П Р Я К Л

СЕДЬМОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (верхний миоцен — нижний плиоцен)

Образование седьмой террасы связано с позднемиоценовой-раннеплиоценовой трансгрессией, во время которой отложились осадки, названные нами сабунской толщей [41, 43]. Как уже отмечалось, к настоящему времени терраса сильно размыта и сохранилась только на высоких водоразделах. Нами она изучалась в разных частях Сибирских увалов, а также на возвышенностях Люлин-Вор, Мужинский Урал, Черные горы, на междуречьях Ворья и Мал.Сосьвы, Казыма, Куновата и Полуя, Хулги и Сыни и др. (рис.1). Терраса сложена преимущественно песками с мегакластами, состав которых изменяется в зависимости от удаленности от областей сноса.

В срединной части Сибирских увалов (район г. Ноябрьска), удаленной на 600-700 км от Урала и Средне-Сибирского плоскогорья, большая часть разреза сложена песком светло-серым с легким желтым или зеленым оттенком, разнозернистым, преимущественно мелко- и тонкозернистым, полевошпатово-кварцевым, местами слегка глинистым, содержащим небольшое (около 1%) количество мегакластов. Слоистость горизонтальная, реже — косая, подчеркнутая слойками темно-серого шлиха и зеленовато-серого алевролита, 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) горизонталь-

ней и линзы разнозернистого песка, обогащенного гравием и мелкой галькой.

Все эрратические мегакласты этого района принесены со Сибирского плоскогорья. Их состав и окатанность изменяются в зависимости от размеров. Обломки размером до 10 см сложены кварцем, кремнем, халцедоном и другими устойчивыми к выветриванию породами. Они слабо окатаны: первый класс окатанности — 67%, второй класс — 18%, третий класс — 11%, четвертый класс — 4%. Крупные же гальки и валуны на 75-80% сложены породами трапповой формации (диабазы, базальты, андезит-базальтовые порфириты и др.). Гораздо реже встречаются глинисто-кремнистые сяанцы, кварцевые песчаники, окремненные известняки и другие осадочные породы. В отличие от гравия и мелких галек, эта фракция мегакластов окатана очень хорошо — подстилающее большинство крупных галек и валунов имеют третий класс окатанности, реже встречаются обломки второго и четвертого классов окатанности.

Входящие в состав песчаной толщи зеленовато- и голубовато-серые глинистые пески и алевролиты образуют прослои, мощность которых изменяется от нескольких сантиметров до 0.2-0.4 м; количество и мощность прослоев увеличиваются вниз по разрезу. Они состоят из тонких (2-5 мм) плиток, на поверхностях которых наблюдаются присыпки светло-серого тонкозернистого песка, Внутри плиток видна более тонкая (доли миллиметра) слоистость.

По направлению к горному обрамлению осадки грубеют. В верховьях р. Сабун (450 км от Средне-Сибирского плоскогорья), где в 1962 г. рассматриваемые отложения были впервые описаны нами и Н. Г. Чочиа, они сложены преимущественно среднезернистыми песками. Здесь в долине Безымянного Ручья, в интервале абсолютных отметок 126.0 (устье ручья) — 225.0

м (изолированная вершина на поверхности седьмой террасы) обнаруживается монотонная толща светло-серых полевошпатово-кварцевых разнозернистых, преимущественно средне-зернистых песков хорошо отмытых, горизонтально- и слабо-слоистых; слоистость часто подчеркнута тонкими слойками голубовато-серого шлиха. В них встречаются прослои и линзы мощностью до 0.1 м глинистого песка, оставляющего на руках и белый налет (каолин?).

По всему разрезу наблюдаются неравномерно рассеянные мегакласты, встречаются прослой и линзы (до 10-15 см мощности) грубозернистого песка, также содержащего гравий, гальку и, очень редко, валуны. Как и в районе Ноябрьска, основная масса мегакластов (по количеству обломков) представлена слабо окатанными гравием и мелкой галькой, сложенными устойчивыми к выветриванию породами. Крупные гальки и валуны, составляющие главную часть объема мегакластов, очень хорошо окатаны и представлены 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.

По аналогии с выделенными Ю. Ф. Захаровым в 1961 г. песками мужинской пачки, описанная в верховьях Сабуна мощная толща песков была ошибочно отнесена нами [51] к мелководным фациям среднечетвертичного салехардского бассейна. Последующие работы позволили установить ее неогеновый возраст [41, 43].

Изменение осадков, слагающих рассматриваемую террасу, наблюдается и при движении от центра низменности в западном направлении. На водоразделе рек Казым и Лямин они представлены переслаивающимися пачками хорошо и плохо сортированных песков преимущественно мелко- и тонкозернистых, содержащих примесь крупнообломочного материала. Гранулометрический состав плохо сортированных разнозернистых песков приведен ниже (материалы Л. П. Шубаева, Н. П. Мокина, 1951 г.): 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 расстоянии около 450 км от Урала, террасовые отложения представлены песками светло-серыми преимущественно среднезернистыми с подчиненными прослоями мелко- и крупнозернистого песка. По всему разрезу наблюдаются включения гравия, галек и валунов уральских изверженных и метаморфических пород размером до 2-3 м. Встречаются также гальки опок и, очень редко, халцедонов, принесенных со Средне-Сибирского плоскогорья. Здесь мощность отложений сабунской толщи, вскрытой скв.

36

82 м (альтитуда скважины 172.0 м). В по-РГ-16, составляет

..... толща залегают олигоценовые отложения туртасской "Водораздел рек Ворья, Висим и Мал. Сосьва (150 км от V та высота до 252 м) сложен песком желтовато-серым разнозернистым, преимущественно крупнозернистым, содержащим от 18 до 55% сильно выветрелого гравийно-галечно-валунного материала уральских пород. Отложения горизонтально слоистые, количество мегакластов в разных слоях разное. Толщина слоев — 3-10 см. В них встречаются тонкие прослой светло-серого песка, почти лишенного крупных обломков.

Сабунская толща с размывом залегают на нижнемиоценовых (абросимовская свита), олигоценых и более древних отложениях. Ее подошва в разных районах зафиксирована нами в обнажениях на отметках от 20-30 до 160-170 м, кровля — на отметках до 200-250 м над уровнем моря. На участках интенсивных новейших поднятий, обусловленных глиняным диапиркзмом, кровля сабунской толщи (поверхность террасы) поднята на несколько десятков метров (возвышенности Люлин-Вор, Мужинский Урал и др.). Мощность отложений седьмой террасы (сабунской толщи) изменяется от нескольких метров на участках высокого залегания пород цоколя до 80-100 м и более. В наиболее полных разрезах она, возможно, достигает 150 м.

Пески с мегакластами, аналогичные сабунским, широко распространены на высоких водоразделах южной («приледниковой») 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, А. А. Рагозина, С. В. Сухова, С. Д. Чистякова и других исследователей.

Практически вся срединная часть равнины, расположенная к северу и к югу от Сибирских увалов, имеет более низкую поверхность VII террасы гипсометрические отметки. / л... отложения, слагающие указанный геоморфологический уровень, размывы. Содержавшиеся в них мегакласты бы-переотложены и вошли в состав отложений более низких террас, включая пойму.

Характерной чертой 200-250-метровой террасы является перлювий — горизонт обогащения гравийно-галечно-валунным материалом, облекающий размытую кровлю сабунских или подстилающих более древних отложений. Он сложен разнородными песками, содержащими до 50-80% мегакластов. В зависимости от процентного содержания последних в сабунских песках к глубине их расчленения, мощность перлювия изменяется в широких пределах. В привершинных частях высоких водоразделов, где врез водотоков небольшой, мощность перлювия обычно не превышает 0.5-1.0 м. На более низких гипсометрических отметках она увеличивается до 3-5 м и более (рис.4). В результате размыва песков, содержащих изменяющееся по разрезу и по площади количество мегакластов, на привершинных участках водоразделов образуются невысокие (до 20-30 м) холмы, бронированные гравийно-галечно-валунным материалом (см. рис. 25, 26). В понижениях между холмами перлювий перекрыт мелкоземом мощностью до 10-15 м. Скопления валунно-галечного материала перлювия иногда называют каменной или валунной мостовой.

На отметках ниже 130-140 м горизонт обогащения крупнообломочным материалом обычно перекрыт отложениями ямальской серии. Последние, как уже отмечалось, заполняют переуглубленные (до -250 м) речные долины и слагают VI террасу (см. рис. 2). По данным бурения, в переуглубленных долинах мощность перлювия достигает 10-20 м. Как будет показано далее, во время ямальской трансгрессии мегакласты перлювия были переотложены и вошли в состав базальных слоев ямальской серии. Сторонники оледенений описывают их как морену шайтанского или самаровского оледенений. Перлювий, залегающий гипсометрически выше поверхности VI террасы, принимается ими за морену тазовского или зырянского оледенений. Сами же песчаные отложения сабунской толщи, за счет размыва которых образовался перлювий, они относят к самаровскому флювиогляциалу.

Залегающие на поверхности отложения сабунской толщи характеризуются сильной выветрелостью. Наибольшим изменениям подвержены обломки полевых шпатов, содержание которых иногда достигает 30-40%. Под воздействием физи-

ческих и химических процессов они превращены в глинисто-песчаную массу мощностью до 2-4 м. Ниже по разрезу выветрелые пески постепенно переходят в обычные (не выветрелые) пески; мощность переходной зоны колеблется от долей метра до нескольких метров. Выветрелые отложения горизонта обогащения по сабунским пескам сторонники оледенений называют моренными супесями и моренными суглинками. Из-

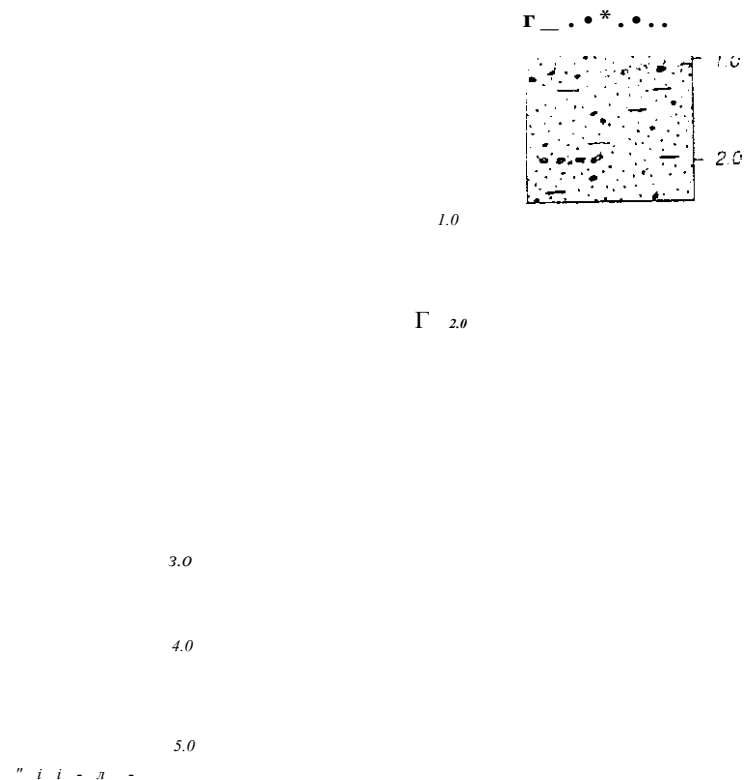


Рис. 4. Разрезы перлювия, вскрытые на разной высоте над уровнем моря.

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

мекению подвержены не только пески, но и содержащиеся в них мегакласты, сложенные неустойчивыми к выветриванию минералами. В результате изучения многих десятков проб, отобранных из сабунских отложений разных частей региона, нами установлено, что от 50 до 90% галек и валунов, сложенных полиминеральными изверженными, метаморфическими мелкими обломками; многие из них растираются в порошок. В верховьях рек Мал. Атлым, Мал. Сосьва, Лямин в кровле сабунских песков автором установлена красноцветная кора выветривания мощностью до 1.5-2.0 м.

Из отложений сабунской толщи в разные годы на разные виды анализов для определения возраста нами было отдано большое количество проб. Все они оказались «пустыми». Только в одной пробе, отобранной в верховьях р. Мал. Атлым на высоте 175 м над уровнем моря, был определен комплекс диатомовых водорослей, соответствующий времени накопления осадков. По заключению Н.В.Рубиной (1968 г.), в нем содержатся единичные створки *Melosira* sp., *M. scabrosa* (Oestr.) и мелкоструктурные *Melosira praegr anulata* 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 к указывают на принадлежность вмещающих пород к континентальным неогеновым или четвертичным образованиям.

Неизвестный ранее комплекс диатомовых водорослей, отличный от приведенного выше, определен в пробе песка, отобранной в верхнем течении р. Надым в скважине сейсморазведочного бурения на высоте около 60 м над уровнем моря (М. А. Дрознес, 1969). По условиям залегания место отбора этой пробы соответствует нижней части сабунской толщи, 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., *Achuanthes gestruple* (A.CI) Hust., *Achuanthes* sp., *Gumbella* sp., *Amphora* sp., *Pinnularia viridis* (Hitzsch) Her. По заключению Н. В. Рубиной, «такой комплекс холодолюбивых пресноводных диато-

мей 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».

По нашему мнению, два приведенных выше комплекса диатомовых водорослей характеризуют условия начального и конечного этапов накопления осадков сабунской толщи в холдном миоцен-плиоценовом пресноводном бассейне (озероморе). Такое принципиально новое объяснение палеогеографии позднего кайнозоя позволяет исправить грубые ошибки, допущенные при геологическом картировании Западно-Сибирской равнины с позиции ледниковой теории.

В предгорных районах «внеледниковой» части Западной Сибири возрастными аналогами сабунской толщи являются отложения ажарминской, асташевской, таганской и других свит миоцена и плиоцена. Они представлены разнотекстурными песками, глинистыми песками, супесями, суглинками с гравием и галькой, иногда с валунами. Как и сабунская толща, эти отложения сильно выветрелые, имеют красно-бурый цвет, содержат прослои железистых конгломератов.

Как уже отмечалось, поверхность VII террасы сильно размыта, поэтому ее высота, внешний облик и строение в разных частях равнины различны. Краевые участки останцов террасы снижены, уступ, отделяющий ее от шестой и более низких террас, 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 даже на топографических картах. Например, на левом берегу Сев. Сосьвы резко выраженный уступ VII террасы образует несколько полудужий длиной до 40-60 км, высотой до 50-60 м в верховьях рек Каркасыя, Шомаля, Палья, Сартынья, Усья.

Описываемая 200-метровая (седьмая) терраса распространена не только на равнине, но и в предгорьях и в долинах рек ее горного обрамления. Нами она наблюдалась в Кузнецкой, Минусинской и Тувинской межгорных котловинах (долины среднего и верхнего течения Оби, Енисея и их притоков), Ши-

роко представлена эта терраса и Б предгорьях Урала. Вытяну, тая вдоль восточного подножия гор, она представляет собой террасу сабунского озера-моря, выработанную в скальных породах. Нами эта терраса описана на разных участках восточного склона Полярного и Приполярного Урала, от Байдарачьей губы на севере до верховьев Сев. Сосьвы — на юге. Сильно размытая реками и ручьями, она представляет собой систему увалов высотой около 250-350 м над уровнем моря и шириной до 10-30 км. На плоских вершинах увалов местами сохранился маломощный (до 3-5 м) плащ песчано-глинистых отложений, содержащих валунно-галечный материал разного петрографического состава и окатанности. Аналогичная ступень рельефа широко распространена и на западном склоне Урала. В. А. Варсанович (1932) и некоторые другие исследователи ошибочно описали ее как пьедестал гор (пьедмонт), образованный процессами денудации в палеозойское время.

Рассматриваемая терраса описана нами и в долинах рек восточного склона Урала. Базисом при ее образовании служило сабунское озеро-море. Нами эта терраса исследована в бассейне верхнего течения Хулги (район озера Балбанты, рек Тыкотлова, Балбанью, Выхолью, Неркаю). На плоской поверхности террасы среди многочисленных глыб и валунов местных пород встречаются эрратические гальки и валуны 0-III классов окатанности. Вскрытая мощность рыхлых отложений не превышает 0.5-0.7 м. Часто встречаются «медальоны» с супесью и суглинком ярко оранжевого цвета (кора выветривания) мощностью до 0.5 м. В них наряду с выветрелой дресвой местных пород содержатся хорошо окатанные эрратические гальки.

В горах эта терраса является днищем широких речных долин субмеридионального направления. Сторонники материковых оледенений называют эти долины ледниковыми (троговые долины). 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 —

дораздел между ними. Общая длина этой древней долины, глей на север к истокам р. Груоею, составляет около 30 км. Развитая на обоих берегах реки, терраса (днище древней речной долины) имеет здесь ширину до 2-3 км. В настоящее время ее поверхность расчленена долинами небольших речек и ручьев и представляет собой систему увалов (фото 1).

В понижениях коренных пород (стоящих на головах хлыстовых и слюдяных сланцев) часто встречаются «медальоны» с оранжево-желтой грубой супесью. На поверхности террасы и в мелкоземке медальонов кроме неокатанных обломков местных пород встречаются эрратические гальки I валуны размером до 0.5 м. Среди отобранных 76 эрратических валунов I-IV классов окатанности определены: змеевики — 36 шт., серпентиниты — 34, дуниты — 4, кварц — 1, кварцит — 1.

На описываемом участке долины р. Мал. Тыкотлова в поверхности VII 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 100-метровой террасы, занимающая почти половину ширины каньонообразной долины.

Широкая неогеновая терраса горных рек имеет хорошо выраженный тыловой шов и уступ высотой до нескольких сотен метров. Во время ее формирования из гор на равнину был вынесен громадный объем обломочного материала (песка и мегакластов), вошедшего в состав отложений сабунской толщ (седьмой террасы).

ШЕСТОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (верхний плиоцен — эполейстоцен)

Рассматриваемый геоморфологический уровень, как и более низкие ступени рельефа, в разных частях региона имеет разное происхождение. К северу от Сибирских увалов представлен морской террасой, а к югу от увалов — террасой озера-моря. В пределах распространения седьмого геомор-

фологического уровня и в окружающих равнину горах развита шестая надпойменная терраса.

Как уже отмечалось, сторонники оледенений выделяют только низкие (включая вторую морскую и речную) террасы. Все более высокие элементы рельефа они считают ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями разных эпох оледенений. В том же [12, с. 27]. Очень широко, по их мнению, здесь развиты террасы приледникового бассейна, существовавшего во время последнего (сартанского) оледенения (25-10 тыс. лет назад). К ним они относят и выделенную нами в начале 60-х годов прошлого века неоген-четвертичную террасу высотой около 120-130 м. Они пишут, что, во время сартанского оледенения «бассейн Нижней Оби покрывался ледниковым щитом, центр растекания которого лежал над западной частью Карского шельфа, а южный край подпруживал реки, вызывая образование озера-моря, подобного подпружным бассейнам среднеплейстоценового времени». [12, с. 27]. В пределах ледникового щита они выделяют Баренцев, Карский и Путоранский купола, а в приледниковом бассейне, площадь которого достигала 15 млн. км², — Мансийское, Пуровское и Енисейское озера. Далее указанные авторы пишут о том, что вывод о сплошной ледяной плотине, возникшей на севере Западной Сибири в

сартанское время. тасуется с данными о существовании террас на водоразделах. Здесь развита серия аккумулятивных поверхностей, образующих хорошо выдержанные широкие ступени в интервалах высот от 125-130 до 45-50 м. Их нельзя рассматривать как речные или озерно-речные образования, так как сложены они преимущественно озерными осадками. «Полное осушение Мансийского и Енисейского озер, вероятно, закончилось в аллереде, т. е. не позже, чем 11 тыс. лет назад, хотя остатки Пуровского озера могли существовать еще и в начале голоцена» [12, с. 34].

Приведенные палеогеографические построения оторваны от фактического геологического материала. В интервале высот от 45-50 до 125-130 м над уровнем моря на Западно-Сибирской равнине отчетливо выражены три геоморфологических уровня -- шестая, пятая и четвертая морские и озерные (озеро-море) террасы. Согласно современной Стратиграфической схеме [91], возраст самой высокой из них около

200 тыс лет, а не 12 тыс. лет, как считают авторы указанной

Высота шестой морской террасы составляет 120-140 м. На придолинных участках терраса часто снижена до 90-100 м. Эта терраса явилась исходной поверхностью, в которую по мере понижения уровня моря начала врезаться современная гидрографическая сеть. В настоящее время она образует водораздельные пространства, в разной степени затронутые процессами эрозионного расчленения.

Формирование шестой террасы связано с позднеплиоценовой-эоплейстоценовой трансгрессией Полярного бассейна. Повышение уровня моря почти на 400 м, от положения на 250-300 м ниже современного до отметок 130-140 м, привело к заполнению переуглубленных речных долин речными, озерными и морскими осадками ямальской серии и к формированию рассматриваемой террасы. В условиях глубоко расчлененного рельефа и быстрого повышения базиса эрозии переотложение перлювия и размыв коренных пород явились причиной образования плохо сортированных отложений. Наряду с мегакластами в них погребались блоки оползших с берега пород разного литологического состава и возраста. Эти пестрые по механическому составу отложения, резко отличные от обычных для равнин хорошо сортированных осадков, представляют собой базальные слои мощной (более 300 м) осадочной толщи, облекающие неровности глубоко расчлененного рельефа и имеющие скользящий верхнеплиоценовый-эоплейстоценовый возраст. Вскрытые современной эрозией или бурением на разных гипсометрических отметках, эти специфические водные осадки сторонниками оледенений принимаются за морены разных ледниковых эпох.

Из-за недостаточного объема бурения толща осадков, заполняющих переуглубленные долины, все еще слабо изучена. В настоящее время уверенно в ней можно выделить только две толщи. Одна из них представлена описанными выше Остальными мореноподобными отложениями, облекающими склоны древних долин, вторая — более или менее хорс.по 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 уве-

личивается 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, открытым перлювием. В последние годы этот ряд последовательно сменяющихся по мере удаления от берега бассейна комплексов отложений (галечники базальных слоев — пески — алевриты — глины) некоторые геологи (П. П. Генералов, А. П. Астапов, А. И. Некрасов, Я. Э. Файбусович и др.) ошибочно стали относить к самостоятельным осадочным циклам. Внутри ямальской серии ими выделено пять крупных (100-150 м) врезов с субвертикальными границами, каждый из которых заполнен отложениями, включающими несколько свит. Ошибочность этих построений хорошо видна на разрезах, составленных указанными исследователями для районов возвышенностей Мужинский Урал и Люлин-Вор, вокруг которых линии фациальных замещений однообразных осадков трактуются как границы между стратонами. Такую искусственно созданную многосотметровую толщу осадков, в несколько раз превосходящую реально существующий разрез отложений переуглубленных речных долин, нельзя было уложить в рамки не только квартера, но и верхнего плиоцена. Как уже отмечалось, решением стратиграфического совещания [91] она ошибочно отнесена к миоплиоцену.

Приповерхностная часть разреза шестой морской террасы сложена отложениями, литологический состав которых изменяется по мере удаления от Сибирских увалов. Если в районах, прилегающих к увалам (левобережья Оби и Енисея, верховья Полуя, Надьма, Пура и Таза), они представлены песками (преимущественно мелкозернистыми), то в среднем и нижнем течении указанных рек — более тонкими алевритоглинистыми осадками. Эта закономерность была установлена М. А. Дрознесом (1974) в результате изучения отложений многих тысяч проб, отобранных в 60-70-е годы прошлого столетия при бурении взрывных сейсморазведочных

Она относится не только к шестой, но и к более низшим террасам. Большая часть рассматриваемой территории

поверхностные отложения представлены плохо сортированными алевритами, содержащими прослойки тонкозернистого песка. Самая верхняя часть разреза (до глубины 10 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%, 0.005-0.05 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%.

На плоских водоразделах — останцах шестой морской террасы много болот и термокарстовых озер. Однообразие равнинности нарушается лишь на участках распространения бугров пучения.

К югу от Сибирских увалов шестой геоморфологический уровень представлен террасой пресноводного бассейна (озера-моря). С Полярным бассейном озеро-море соединялось широким (до нескольких десятков километров) проливом по древней переуглубленной долине Оби в районе Сибирских увалов. Как в сообщающемся сосуде, его уровень повышался или понижался в зависимости от изменений положения уровня Карского моря. Поступавшие в бассейн морские воды (значительно опресненные) не могли осолонить огромные массы пресной воды, поставляемой Обью, Иртышом и другими реками южной половины низменности. 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 р. Тром-Юган (А. П. Гричук и др., 1968).

Состав слагающих террасу отложений изменяется по площади. Преобладающее распространение имеют пески с прилесью крупнообломочного материала. На участках выходов на поверхность пород морского палеогена и мела они обогащены мелкозернистым материалом. Супесчано-суглинистые террасовые отложения сторонники ледниковой теории относят к ледниковым (морена), а песчаные — к водно-ледниковым обломочным. Последние широко распространены в Среднем

Приобье, особенно на его правобережье, которое на манер «ледникового рельефа» Русской равнины названо Сургутским полесьем [96].

За пределами придолинного расчленения поверхность шестой озерно-морской террасы плоская или плоско-западная. На многих участках она сильно заозерена и заболочена. ±л. оидкость озерно-болотных отложений, сглаживающих неровности рельефа, достигает 10-15 м (рис. 5).

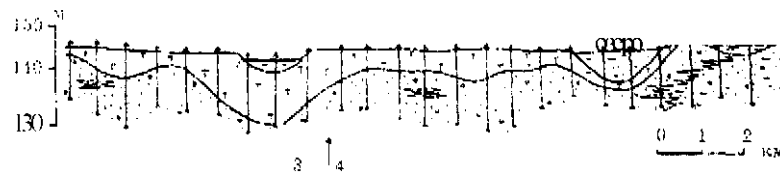


Рис. 5. Торфяники на поверхности шестой террасы. Водораздел рек Казым и Лямин. Материалы ХМГТ Главтюменьгеологии. Условные обозначения: 1 - песок с галькой; 2 — песок глинистый с галькой; 3 — торф; 4 — взрывная скважина.

Бурением сейсморазведочных скважин установлено также, что на залесенных участках приповерхностные отложения террасы до глубины 10-15 м изменены процессами выветривания; под болотами зона современного выветривания отсутствует.

В неоплейстоцене произошло крупное понижение уровня моря до современного его положения. Оно прерывалось останковками и временными подъемами, во время которых были сформированы пятый и более низкие геоморфологические уровни, включая ныне формирующиеся лайду и пойму.

ПЯТЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (средний неоплейстоцен)

Пятый геоморфологический уровень включает морскую террасу, террасу озера-моря и речную террасу.

Пятая морская терраса высотой 80-110 м распространена севернее Сибирских увалов. Она занимает обширные водораз-

ные пространства как в «континентальной» части региона так и в п-вах Ямал, Тазовский и Гыданский. Терраса сложена преимущественно песчаными алевритами и глинами с небольшой примесью крупнообломочного материала. На Участках, прилегающих к выходам отложений сабунской толщи (останцам седьмой террасы), разрез осадков существенно песчаный. Мощность террасовых отложений изменяется от нескольких метров до 50-60 м. Отчетливо выражен базальный горизонт мощностью 1-2 м, сложенный разнозернистыми песками с примесью гравия, галек и валунов.

Поверхность террасы плоская, слегка понижающаяся в северном направлении. На ней много озер и болот, мощность отложений которых достигает 10-15 м. На некоторых участках развиты бугры мерзлотного пучения, большая часть которых приурочена к спущенным озерам (хосыреям).

Пятая терраса озера-моря широко распространена в центральной и южной частях равнины; на Обь-Иртышском междуречье она известна под названием Тобольский материк. Ее высота 80-110 м. В северном направлении по долине Оби терраса озера-моря переходит в пятую морскую террасу.

Аккумулятивная часть террасы имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза (до 30 м мощности) сложена аллювиальными отложениями тобольского горизонта. Они заполняют эрозионные долины и представлены песками светло-серыми, преимущественно разнозернистыми, косослоистыми, содержащими большое количество растительных остатков, включая стволы деревьев, а также прослойки и линзы глин. На размытой поверхности цоколя террасы залегает горизонт плохо сортированных разнозернистых песков, содержащих гравийно-галечно-валунный материал осадочных и кристаллических пород. Он образовался в результате размыва существовавших здесь отложений сабунской толщи. Вверх по разрезу пески становятся более тонкими. Толща аллювия заканчивается тонкослоистыми пойменными супесями и суглинками. Как отмечают Ф. А. Канлянская и В. Д. Тарноградский (1962), «свита диагональных песков» имеет черты типичного аллювия равнинных рек, в строении которого участвуют все фации, характерные для рек умеренного пояса.

Верхняя часть разреза сложена озерными и озерно-аллювиальными фациями — светло-серыми песками, постепенно

переходящими вверх по разрезу в голубовато-серые супеси и суглинки, содержащие растительный детрит. Ее мощность колеблется от 0 до 40-50 м. В нижнем течении Иртыша, а также в долинах левых притоков широтного отрезка Оби (рек Бол. Салым, Бол. Юган и др.) в этой части разреза встречаются мощные (до 5-10 м) прослои озерных ледово-водных отложе-

Г СХЛЮЖУ ХХ ЕСХЛУ ЖДН .

На правобережье среднего и левобережье нижнего течения Оби отложения пятой террасы озера-моря представлены песками мелко- и среднезернистыми с редкими включениями гравийно-галечного материала. Алеврито-глинистые отложения пойменной фации (мощностью до 15-20 м) встречаются редко.

Отложения пятой террасы озера-моря содержат остракоды, диатомовую флору, раковины пресноводных моллюсков, семенную флору и богатые спорово-пыльцевые комплексы. Они указывают на то, что накопление осадков происходило в суровых климатических условиях, когда лесотундровые ландшафты сменились тундровыми и тундрово-степными [13].

Формирование террасы происходило в два этапа. Первый этап связан с регрессией бассейна, сформировавшего шестую террасу, и вызванным ею глубоким врезом гидрографической сети. Второй этап обусловлен трансгрессией вод Полярного бассейна. В это время произошло заполнение долин тобольским аллювием и образование озера-моря, в котором отложились террасовые осадки.

Плоская слегка расчлененная поверхность террасы имеет слабый общий наклон на север. На ней наблюдаются пологосклонные уплощенные гряды и котловины эрозионного или просадочного (термокарстового и суффозионного) происхождения. На многих участках она сильно заболочена и заозерена. По данным бурения сейсморазведочных скважин, на заболоченных участках алеврито-глинистые террасовые отложения сильно выветрели на глубину до 6-8 м.

Пятая речная (надпойменная) терраса встречается только на участках распространения более древних (шестого и седьмого) геоморфологических уровней. При выходе рек за их пределы она постепенно переходит в описанные выше морскую террасу и террасу озера-моря. Терраса цокольная. Ее аккумулятивная часть сложена преимущественно разнозер-

Ими песками, содержащими включения крупнообломочных и гравийно-галечного материала и подчиненные прослои супесей и суглинков. Мощность аллювия — до 20 м. Ровная поверхность террасы

явно наклонена к днищам долин и вниз по течению рек, расчленена долинами небольших водотоков.

ЧЕТВЕРТЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (верхний неоплейстоцен)

В его состав входят морская терраса, терраса озера-моря и четвертая надпойменная терраса.

Морская терраса высотой 55-75 м широко распространена на крайнем севере равнины — в приводораздельных частях п-овов Ямал, Тазовский и Гыданский. Сложена морскими и прибрежно-морскими отложениями, мощность которых изменяется от нескольких метров до 40-60 м. Террасовые отложения включают три толщи [58] (снизу вверх): нижнюю — песчано-алевритовую, среднюю — алеврито-глинистую и верхнюю — песчаную. Нижняя и средняя толщи обнажаются в цоколях третьей и более низких террас, верхняя толща является рельефообразующей. Она представлена песками светло-серыми, существенно кварцевыми, хорошо сортированными, горизонтально- и косослоистыми, содержащими частые тонкие прослои естественного шлиха и растительного детрита. Встречаются линзовидные прослои разнозернистого песка с гравием, галькой и редкими мелкими валунами, а также обломки древесины. Мощность песчаной толщи — до 10-15 м.

Поверхность террасы плоская. На многих участках она расчленена долинами небольших водотоков и осложнена буграми мерзлотного пучения и просадочными западинами (фото 2).

Терраса озера-моря высотой 60-80 м над уровнем моря широко распространена к югу от Сибирских увалов, где в значительной степени повторяет очертания долин крупных рек. Для более мелких рек ее останцы служат водоразделами.

В долинах крупных притоков Оби и Иртыша терраса постепенно переходит в свои речные аналоги, а по Обскому «коридору» в Сибирских увалах также плавно сочленяется с

четвертой эстуарной и морской террасой. В разрезе террасы преобладают озерные и озерно-речные фации. Они представлены переслаивающимися алевритами, глинами и песками с небольшой примесью крупнообломочного материала. Нижняя часть толщи содержит растительный детрит, древесные остатки и линзы торфа. В ее подошве залегает горизонт (до 1.5-2 м) валунным материалом. Мощность террасовых отложений изменяется от нескольких метров до 30 м.

Плоская поверхность террасы слегка наклонена к долинам рек. Колебания высот в ее пределах редко превышают 3-5 м. Терраса сильно заболочена, на ней много озер, преимущественно термокарстового происхождения.

Четвертая надпойменная терраса высотой 25-35 м развита в долинах всех крупных рек региона. Ее строение эрозионно-аккумулятивное. Аллювий представлен переслаивающимися суглинками, супесями и песками, содержащими гравий и гальку кристаллических и осадочных пород. В его подошве залегает маломощный горизонт разнозернистого песка с валунно-галечным материалом. Мощность террасовых отложений — до 25 м.

Поверхность террасы обычно ровная, нередко заболоченная. На некоторых участках на ней развиты бугры пучения и термокарстовые котловины.

ТРЕТИЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (верхний неоплейстоцен)

Включает третью морскую и третью надпойменную террасы.

Третья морская терраса широко распространена в окраинных частях полуостровов, а также в северной части Пур-Тазовского междуречья. Ее высота изменяется от 30 до 45 м. Терраса абразионно-аккумулятивная. Ее цоколем обычно служат отложения четвертой террасы. Рельефообразующие осадки мощностью до 20 м представлены песками с прослоями алевритов и суглинков. Их характерной чертой являются частые прослои растительного детрита. Изредка в них наблюдаются включения гравия, галек и валунов.

Плоская поверхность террасы ограничена четким уступом осложнена многочисленными буграми пучения, просадочными западинами и эоловыми песчаными грядами.

Третья надпойменная терраса развита в долинах всех рек внины. Ее высота изменяется от 15-25 м на малых и средних реках до 25-40 м - на крупных реках. Терраса преимущественно эрозионно-аккумулятивная; нацело аккумулятивное ее строение установлено только на некоторых участках в бассейне Конды. Аллювий террасы характеризуется большой пестротой литологического состава. В предгорных районах он представлен преимущественно разнозернистыми песками с гравием и галькой. На остальной территории региона в разрезе террасы наряду с речными широко распространены и озерно-речные фации, поэтому третью надпойменную террасу часто называют озерно-аллювиальной равниной. Большая часть разреза сложена здесь тонкозернистыми песками и супесями; более грубые песчаные отложения присутствуют в виде подчиненных прослоев и линз. В базальном горизонте мощностью до 1.5-2.5 м залегают разнозернистые пески, обогащенные гравийно-галечным и валунным материалом.

Поверхность террасы плоская, нередко заболоченная. На участках, прилегающих к более высоким геоморфологическим уровням, она часто изрезана сетью долин мелких водотоков. В северной части региона терраса осложнена буграми пучения и термокарстовыми западинами, занятыми болотами и озерами.

ВТОРОЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (верхний неоплейстоцен)

Представлен второй морской и второй надпойменной террасами,

Вторая морская терраса высотой 18-25 м развита по берегам барского моря, его заливов и губ. Имеет абразионно-аккумулятивное строение. Аккумулятивная часть террасы сложена с небольшой примесью гравийно-галечного материала, частыми прослоями алеврита и растительного детрита.

На Риустьевых участках речных долин в ней преобладают аллювиально-морские фации — пески с редкими прослоями су-

песей к суглинков. Мощность террасовых отложений — до 7-10 м.

Поверхность террасы расчленена долинами небольших водотоков и осложнена буграми пучения и просадочными котловинами. Уступ, отделяющий ее от других морских террас, выражен отчетливо и хорошо читается на материалах дистанционных съемок.

Вторая надпойменная терраса занимает сравнительно небольшие площади в долинах рек. Ее высота составляет 18-25 м у крупных рек и 10-16 м — у их притоков. Терраса имеет эрозионно-аккумулятивное строение. Аллювий крупных рек обычно представлен горизонтально- и косослоистыми песками и алевритами (пойменная фация), переходящими вниз по разрезу в пески русловой фации. В подошве аллювия залегает горизонт разкозернистого песка с мегакластами мощностью до 1.0-1.5 м. Мощность аллювия — до 15-20 м. В предгорных районах осадки преимущественно песчаные с гравийно-галечным и валунным материалом, содержание которого на участках выходов скальных пород достигает нескольких десятков процентов от общей массы аллювия.

На плоской поверхности террасы развиты бугры пучения, просадочные котловины и эоловые бугры.

ПЕРВЫЙ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ (верхний неоплейстоцен - голоцен)

Включает первую морскую и первую надпойменную террасы.

Первая морская терраса высотой 8-14 м развита на полуостровах и островах, площадь ее распространения небольшая. Строение террасы аккумулятивное. Состав осадков изменяется по площади. На п-ове Ямал преобладают мелкозернистые пески с редкими прослоями растительного детрита и алеврита. На севере **Гыдана** осадки представлены переслаивающимися глинистыми песками, супесями и суглинками, содержащими прослой растительного детрита (намывного торфа) [86]. Мощность отложений — до 10-15 м.

Плоская поверхность террасы практически не осложнена вторичными формами рельефа. Только краевые ее части расчленены долинами мелких водотоков.

Первая надпойменная терраса распространена в долинах всех рек региона. Ее высота в зависимости от величины рек изменяется от 5-6 до 10-12 м. Терраса нацело аккумулятивная только на отдельных участках она имеет эрозионно-аккумулятивное строение. Аллювий обычно представлен мелкозернистыми песками, реже — глинистыми песками и алевритами. Отчетливо выражен базальный горизонт, сложенный разнозернистыми песками с примесью крупнообломочного материала. В окраинных частях региона в аллювии преобладают разязернистые пески с высоким содержанием, гравийно-галечного и валунного материала, количество которого уменьшается по мере удаления от гор.

На поверхности террасы часто наблюдаются следы меандрирования русел рек, а также эоловые бугры.

ФОРМИРУЮЩИЙСЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ

Пойма (голоцен)

В него входят морская и речная террасы, формирование которых продолжается до настоящего времени. Состоит из двух подуровней — высокого (лайда и высокая пойма) и низкого (пляж и низкая пойма).

Лайда высотой до 5-7 м обычно распространена на участках впадения рек, за счет обломочного материала которых она образуется. Ее ширина изменяется от нескольких десятков метров до 10-15 км. Заливается во время высоких (сизигийных) приливов. Лайда сложена преимущественно тонко- и мелкозернистыми песками с прослоями супесей и суглинков, а также растительного детрита. На плоской поверхности террасы иногда видны сохранившиеся от размыва береговые валы, а также разной величины морозобойные трещины.

Пляж высотой до 2-3 м в виде узкой (до 1,5-2.0 км) полосы протягивается вдоль побережий всех полуостровов и островов. Во время приливов, штормов и при длительно дующих с юга ветрах заливается водой. Пляж сложен песками, супеся-

ми и суглинками, содержащими прослой, обогащенные растительным детритом, На некоторых участках отложения содержат гравийно-галечный материал, а также стволы деревьев (плавник).

Высокий (до 6-8 м) и низкий (до 5 м) подъяровни поймы распространены на всех реках равнины. Они сложены осадками «пестрого» литологического состава — песками разной размерности, глинистыми песками и песчаными глинами, содержащими растительный детрит и прослой торфа. В окраинных частях региона преобладают разномерные пески с гравием, гальками и валунами. Формированию пойменного аллювия предшествовал врез водотоков на глубину до 20-30 м ниже их современного уровня. Поверхность поймы находится в стадии формирования, на ней видны многочисленные «веера облуждания» русел рек.

Интересным геоморфологическим образованием в бассейне среднего и нижнего течения Оби являются соры — временные и постоянные озеровидные водоемы в приустьевых частях долин ее притоков — Ляминский, Назымский, Кондинский и многие другие соры. Их длина достигает 20-40 км, ширина — 5-10 км.

КРИТИКА СТОРОННИКОВ ЛЕДНИКОВОЙ ТЕОРИИ, ОТРИЦАЮЩИХ ТЕРРАСИРОВАННОСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Как уже отмечалось, на протяжении многих лет сторонники материковых оледенений категорически отрицали факт террасирования Западно-Сибирской равнины. Выделенные нами морские, озерно-речные и речные террасы они считают несоответствующими реально существующему рельефу региона. Вместе с тем, ими признается система террас приледниковых бассейнов, высоты и плановое положение которых совпадают с таковыми описанных нами террас. Вначале образование приледникового бассейна связывалось с ледниковым щитом максимального (самаровского) оледенения, якобы надвигавшегося из гор на низменность 200-230 тыс. лет назад. Теперь же роль плотины отводится леднику, надвигавшемуся в Западную Сибирь из акватории Карского моря 25-10 тысяч

назад. «Ледяная плотина, вставшая на пути западносибирских рек в сартанское время, имела максимальную ширину - 1500-1700 км и высоту около 2.5 км» [32]. Сартанская ледниковая эпоха продолжалась 15 тысяч лет. За такое короткое время, по мнению указанных авторов, была сформирована серия террас высотой 125-130 м, 105-110 м, 65-75 м, 55-60 м и 45-50 м. Эти палеогеографические построения сторонников материковых оледенений оторваны от реальных геологических процессов, так как за указанное время в Западной Сибири, как и на других равнинах, образовалась только первая терраса и два подъяровня поймы [91]. На широкое распространение разновозрастных морских террас на севере региона указывают и материалы многолетних исследований сотрудников НИИГА [58, 70, 86]

Нельзя согласиться и с утверждениями указанных авторов о том, что молодые террасы сильно деформированы. Они утверждают, что голоценовые морские уровни «поднимаются до 30 м над уровнем моря, на северном Ямале они ясно выражены на высотах 20, 32-35 и 60 м, в средней части п-ова Явай также достигают 60 м, а на северо-востоке Гыдана, возможно, присутствуют даже на высоте 100 м» [32, с. 28]. По нашим полевым наблюдениям, как и по наблюдениям геологов НИИГА, разновозрастные террасы на севере Ямала и Гыдана выражены отчетливо и имеют повсеместное распространение. Спутать ляду с первой морской террасой, а тем более со второй и более высокими террасами нельзя. К тому же, материалы сейсморазведки и бурения показывают, что за все послеледниковое время амплитуды тектонических движений здесь не превышают первых десятков метров. На долю же голоценовых тектонических поднятий приходится не более 1 м [44]. Поэтому представления о нахождении голоценовых морских террас на высоте 60-100 м над современным уровнем моря являются ошибочными.

С незнанием конкретного фактического материала связаны и другие принципиальные ошибки сторонников материковых оледенений. К их числу относится и утверждение В. И. Астахова о том, что на севере Западной Сибири четвертичные отложения имеют небольшую мощность, а содержащийся в них крупнообломочный материал осадочных пород Принесен со дна Карского моря. Он пишет: «Хорошо согласу-

ется с представлением о растекании льда против уклона местности и распределение мощностей четвертичного покрова: они минимальны в центре низменности и увеличиваются к ее окраинам одновременно с нарастанием абсолютных отметок» [4, с. 1180]. Никаких геологических данных, подтверждающих эти слова, В. И. Астахов не приводит. Материалы же бурения опровергают эти представления. Как видно на рис. 2, наибольшие (до 150-200 м и более) мощности осадков приурочены к переуглубленным речным долинам. Они расположены как в окраинных, так и в центральной частях равнины [37]. Поэтому вывод о большой мощности отложений в предгорных частях равнины является ошибочным. Накопление отложений большой мощности обусловлено не местными экзогенными и эндогенными процессами, а эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана [37].

Таким же ошибочным является и утверждение В. И. Астахова [4] об эрратической природе широко распространенных в «ледниковой зоне» галек осадочных палеогеновых и меловых пород. Без каких-либо обоснований он пишет, что их принес ледник с севера низменности и со дна Карского моря. Материалы геофизических и геологических работ опровергают эти представления. На дне Карского моря породы мела и палеоцен-эоцена, которые указаный автор считает источниками эрратического материала, перекрыты мощной согласно залегающей толщей олигоценых, неогеновых и четвертичных отложений [94]. Следовательно, ни в «эпоху сартанского оледенения», ни даже 50-100-500 тысяч лет назад породы мела, палеоцена и эоцена со дна Карского моря в Западную Сибирь не выносились. Распространенные на равнине гальки опок, алевролитов, песчаников и других осадочных пород имеют местное происхождение. Они образовались в результате размыва мезозойских и кайнозойских пород, выведенных на дневную поверхность с большой глубины глиняными диапирами. Сторонники оледенений считают, что такого рода нарушения в залегании пород быстро затухают с глубиной, а их образование связывают с воздействием ледников (гляциодислокаш). В действительности же складчатость нагнетания охватывает толщи пород мощностью до 2 км и более [44, 49]. За счет размыва многочисленных диапиров и образовались широко распространенные

на равнине мегакласты осадочных пород. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в главе 4.

На голословные утверждения В.И.Астахова об эрратической природе галек осадочных пород в Западной Сибири сторонники Карского центра материковых оледенений ссылаются как на установленный факт. Они пишут, что на обширных площадях бассейна Нижней Оби, по данным В. И. Астахова, сартанская эрратика представлена не материалом соседних гор, а осадочными породами, слагающими северную окраину низменности и Карский шельф. «Даже в непосредственной близости от Полярного Урала в молодой морене Западной Сибири резко преобладают обломки меловых аргиллитог и палеогеновых опок, происходящие с северной подводной окраины области, тогда как валуны уральских метаморфических и изверженных пород встречаются редко» [12, с. 28]. Следует заметить, что ни В. И. Астахов, ни И. А. Волков, М. Г. Гросвальд и С. Л. Троицкий, ни другие сторонники Карского центра оледенений на водоразделах бассейна Нижней Оби, как и на акватории Карского моря, не работали. Как показывают приведенные выше данные, они слабо знакомы и с материалами полевых работ других исследователей. Тем не менее, их публикации на эту тему многочисленны, а выводы по четвертичной палеогеографии указанных регионов категоричны. Только В. И. Астахов проблеме Карского центра материковых оледенений Западной Сибири посвятил десятки статей и докторскую диссертацию. С равным успехом сторонники ледниковой теории могли бы утверждать, что центр сартанского и других оледенений Западной Сибири находился не на севере, а далеко на юге — в горах Центральной Азии. Конечно, это не Ледовитый океан, однако и здесь при желании можно найти свои «ледниковые козыри» — самый высокий горный массив Земли, влажные «Уссонные ветры Индийского океана и т. п.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Как известно, рельеф земной поверхности является формой равновесия во взаимодействии эндогенных и экзогенных сил. Его развитие во времени является следствием изменений в соотношении 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 наиболее широко распространенных в регионе структурно-денудационных и мерзлотных форм рельефа.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Многие останцы высоких террас сторонники материковых оледенений считают ледниковыми образованиями. Ошибочность этих представлений рассмотрим на примере субшироотно ориентированных Сибирских увалов, которые рядом исследователей описаны как гигантская конечно-моренная гряда.

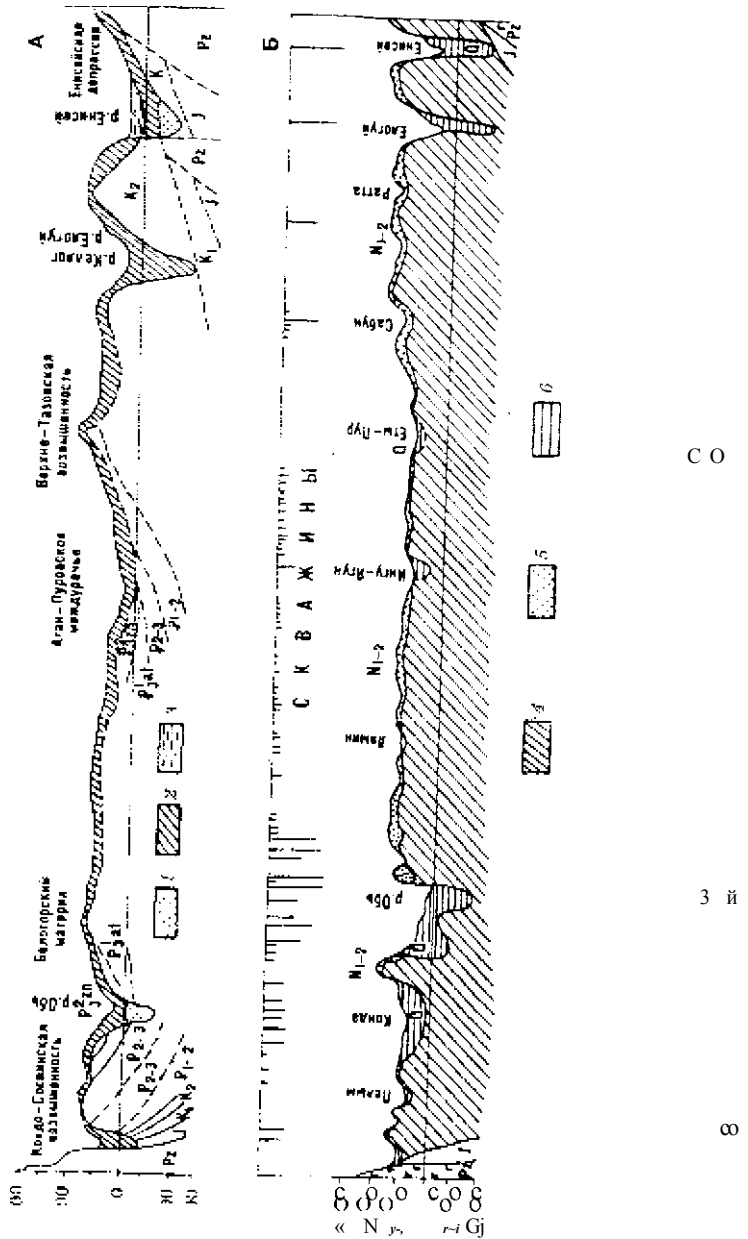
Сибирские увалы являются главным внутренним водоразделом Западной Сибири. Их длина около 1500 км, ширина до 250-300 км, высота до 250-300 м. С северного склока увалов стекают правые притоки Сев. Сосьвы и левые притоки Казыма, а также реки Надым, Пур и Таз, с южного склона — реки

Лозьва, Пелым, Конда, Назым, Лямин, Пим, Тром-Юган, Аган и правые притоки р. Вах. Только Обь пересекает увалы в их западной части.

В многочисленных публикациях сторонников оледенений написано, что Сибирские увалы сложены ледниковыми отложениями. Эта точка зрения отражена и на изданных картах (Карта четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, ред. И. И. Краснов, 1962; Карта четвертичных отложений СССР, ред. Г. С. Ганешин, 1976; Карта четвертичных отложений Евразии, ред. Г. С. Ганешин, И. И. Краснов, 1980). На этих картах показано, что привершинная часть увалов сложена среднечетвертичной мореной тазовского оледенения, а склоны — среднечетвертичной мореной самаровского оледенения. Площадь распространенных на Сибирских увалах морен (валунных суглинков) превышает 15 тыс. км².

По мнению С. А. Архипова и др. [3, 22, 74], вся полоса Сибирских увалов и Зауралья с поверхности покрыта сплошным плащом ледниковых отложений, представленных преимущественно валунными немывными суглинками (рис.6). «Покров ледниковых отложений как и сформированный им ледниковый мезорельеф, сплошь закрывает все разновысотные уровни на возвышенностях и спускается в разделяющие их депрессии» [74, с. 69-70]. Мощность ледниковых отложений колеблется от 15-20 до 140-150 м., их возраст — средний плейстоцен. 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» [74, с. 87]. Это утверждение не соответствует реальной картине и является вымыслом.

Как уже отмечалось, до середины 70-х годов прошлого столетия все сторонники материковых оледенений были едины во мнении, что в среднем плейстоцене «центрами оледенений оили горные поднятия Урала и Средне-Сибирского плоскогорья, окружающие север Западно-Сибирской низменности» [3* с. ; 9]. Автором настоящей работы и некоторыми другими исследователями были опубликованы факты, противоречащие представлениям сторонников материковых оледенений о



ении ледников из гор на равнину. Главными из них являются следующие: 1) не субмеридиональное, как должно быть ПРИ воздействии ледников, двигавшихся с запада на восток, а с востока на запад, а самое разнообразное, в том числе и широтное простираение «краевых ледниковых образований» и «гляциодислокаций»; 2) занос валунов и галек из низинности в Горы, о чем свидетельствуют многочисленные друилиилимичного материала в «морене» [35, 39]. Отвечая на эту критику, С. А. Архипов писал: «В настоящее время теория оледенения Сибири опирается на колоссальный фактический материал планомерных геологических, геоморфологических и палинологических исследований» [22, с. 137], поэтому все доводы противников оледенений являются несостоятельными. Однако уже через несколько лет после таких категорических утверждений С. А. Архипов вместе с группой других недавних сторонников горных центров материковых оледенений Западной Сибири в своих ледниковых построениях «развернулся на 90°». Оказывается, формы рельефа и дислокации приповерхностных отложений, которые еще недавно связывались ими с воздействием ледников, двигавшихся из гор на равнину, в действительности образованы ледниковыми покровами, центры растекания которых находились в Карском море и на крайнем севере равнины [4, 6, 74, 83, 93]. Вопреки фактам указанные исследователи стали утверждать, что Сибирские увалы, как и некоторые другие субширотные ориентированные водоразделы равнины, являются не останцами высоких террас, а конечно-моренными грядами, образованными ледниковыми покровами, двигавшимися с севера. «Субширотное расположение краевых зон самаровского и тазовского оледенений в Западной Сибири является аргументом в пользу существования центра оледенения на Ямале» [74, с. 39]. Отказавшись от концепции горных центров материковых оледенений, они практически согласились с критикой в их адрес: «на Западно-Сибирской равнине почти полностью отсутствуют выраженные в рельефе следы деятельности ледников горного обрамления, но зато хорошо проявлены признаки растекания льда со стороны Карского моря» [6, с. 80]. В качестве доказательства субмеридионального, а не субширотного, как считалось ранее, направления движения ледниковых покровов они приводят именно те материалы, на которые мы ссыла-

...

лись, критикуя существование горных центров материковых оледенений.

Сторонники материковых оледенений пишут о «колоссальном фактическом материале», якобы подтверждающем их выводы, однако никакого конкретного материала в своих многочисленных публикациях не приводят. Как уже отмечалось, полевых работ на Сибирских увалах, как и на других высоких водоразделах севера Западной Сибири, они не проводили. Свои построения они основывают на материалах дешифрирования космических снимков и на широкой экстраполяции данных, полученных при изучении обнажений в речных долинах. Как уже отмечалось, вопреки фактам С. А. Архипов с соавторами [22, 74.] пишет о том, что на Сибирских увалах широко распространены ледниковые валунные суглинки мощностью до 140-150 м (рис.б, А). Так же вопреки фактам В. И. Астахов утверждает, что Сибирские увалы являются «насыпной грядой», образованной Карским ледниковым покровом. Он пишет: «Само широтное положение границ оледенений и насыпной гряды Сибирских увалов наиболее естественно объясняется надвиганием ледника с севера на юг и малопонятно с позиций центростремительного движения ледников» [4, с. 1179]. По его «определениям», мощность ледникового покрова в пределах низменности превышала 3.5 км.

В действительности же Сибирские увалы с поверхности практически повсеместно сложены песком, содержащим примесь крупнообломочного материала. Об отсутствии морен в приповерхностных отложениях Сибирских увалов пишет и В. И. Астахов — широко распространенные водораздельные песчано-галечные отложения он относит к неледниковым наносам [5]. Однако для подтверждения своих палеогеографических построений без какого-либо геологического обоснования, только исходя из «экзогенных» очертаний привершинной части увалов на космоснимках (КС), он стал утверждать, что под указанными неледниковыми отложениями залегает морена напора. Причем вначале о существовании напорных ледниковых образований говорилось в форме предположения [5], а затем без геологических доказательств, только на основании дешифрирования мелкомасштабных КС, — как об установленном факте; «прекрасно согласуется со схемой над-

ягания льдов с низменного севера Западной Сибири широтная ориентировка напорных морен Сибирских увалов» [6, с. 79].

Долгое время Сибирские увалы оставались слабо изученными. Однако во второй половине прошлого века положение изменилось. В 50-60-х годах при проведении сейсморазведочных работ на нефть и газ здесь, как и в других районах раоот Главтюменьгеологии, был проведен большой объем попутных геологических наблюдений. Техниками-геологами сейсморазведочных партий были описаны многие тысячи «взрывных» скважин глубиной 15-30 м. Описание сопровождалось отбором и лабораторным изучением керн (гранулометрический, спорово-пыльцевой, диатомовый и другие виды анализов). По материалам попутных геологических наблюдений в сейсморазведочных партиях автором и Г. И. Мурзиной был составлен «Отчет о результатах исследований приповерхностных отложений на территории деятельности Ханты-Мансийского геофизического треста Главтюменьгеологии» (Фонд ТГУ, Тюмень, 1966). Кроме этого, в центральной части Сибирских увалов, на участке проектируемой железной дороги Сургут-Уренгой, геологами Ханты-Мансийской ГСП под руководством автора было осуществлено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1:200000 с проведением полевых работ ПИ написанием отчета (Фонд ТГУ, Тюмень, 1977). В западной части увалов под руководством автора и И. Л. Зайонца в 70-80-х годах была проведена групповая геологическая съемка масштаба 1:200000 с большим объемом полевых работ и бурением скважин глубиной до 200 м и более. По результатам этих работ составлены и изданы многочисленные листы Государственной геологической карты масштаба 1:200000.

Материалы указанных геологических исследований свидетельствуют о том, что ни конечных морен, ни морен напора, о которых пишут С. А. Архипов, В. И. Астахов и другие сторонники ледниковой теории, в пределах Сибирских увалов

* Привершинная часть этого водораздела (интервалы высот ЮО-120 до 200-300 м над уровнем моря) сложена песками рассеянными гальками и валунами. Их вскрытая мощность колеблется от нескольких метров до 95 м. Под указанными скалами (миоцен-плиоценовой сабунской толщей), в нормаль-

ной стратиграфической последовательности залегают от ния неогена (нижний миоцен), палеогена и верхнего мезозоя на южном и северном склонах увалов, а также в рассекающих увалы речных долинах на толще сабунских песков с глыбами размытом залегают разные по составу осадки четвертичного возраста. В них наряду с хорошо сортированными соедельными отложениями мореноподобного облика. Как отмечалось ранее не располагая сведениями о геологическом строении отдельных пространств, сторонники оледенений законности строения четвертичных отложений, установленные в речных долинах, распространили и на водоразделы. Ссылаясь на космоснимки, они стали утверждать, что Сибирские увалы являются ледниковой аккумулятивной грядой, сложенной из поверхности моренной.

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 валособразному широтному поднятию. Извилистые фестончатые очертания этой гряды на ТВС типичны для напорных краевых образований, но не для тектонического вала» [30, с. 45]. Дешифрирование ТВС свидетельствует об отсутствии сколь угодно заметных неотектонических форм широтного простирания в чехле плиты... Широтная зональность рельефа Западной Сибири, очевидно, может быть исчерпывающе объяснена деятельностью плейстоценовых ледниковых покровов» [7, с. 249].

Приведенные выше утверждения об отсутствии связи между рельефом и тектоническим строением региона голословны. Никакого геологического материала по структурному плану осадочного чехла этот автор, как и другие сторонники оледенений, не приводит, как не приводит сведений о том, где в Западной Сибири он изучал «типичные напорные краевые образования». Материалы же детальных сейсморазведочных работ Ханты-Мансийского геофизического треста показывают, что под Сибирскими увалами, действительно, находится молодое тектоническое поднятие. Это видно на субмеридиональном сейсмогеологическом профиле **Обь-Казым**

водораздела, совпадающим в плане с долиной р. Ай-

Пим (Рис. 7). В основании гипсометрические отметки отражающих сейсмических горизонтов Б (верхняя юра) и Э (кровля палеогена) были «сняты» автором со структурных карт и вертикальных сейсмических разрезов, которые содержатся в отчетных сейсмологических документах.

Рис. 7. Меридиональный сейсмогеологический профиль, составленный И. Л. Кузиным по материалам сейсморазведочных работ ХМГТ Главгеоологии, 1982 г. Горизонты: Б — верхняя юра, Э — кровля палеогена. 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 новейшей геологической эпохе 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. Они определили плановое положение многих

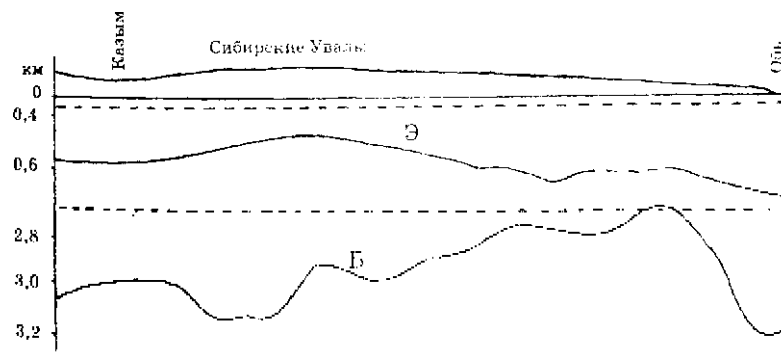


Рис. 7. Меридиональный сейсмогеологический профиль. Сибирские увалы (Обь-Казымский водораздел), составлен И. Л. Кузин по материалам сейсморазведочных работ ХМГТ Главгеоологии, 1982 г.

Горизонты: Б — верхняя юра, Э — кровля палеогена.

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 (200–200 м стро в о и) террасы, обусловленного 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 созданные ими структурные формы реальны, они установлены сейсморазведкой и бурением. На указанном участке Сибирских увалов это видно на примере Июльского локального поднятия, амплитуда которого по горизонту Э составляет 30 м (В. И. Пасечник. Отчет о работе Ай-Пимской сейсморазведочной партии № 3/71-72. Фонд Главтюменьгеологии, 1972). Это поднятие входит в состав более крупной (надпорядковой) новейшей структуры, амплитудой до 100 м (рис. 7), определившей плановое положение Сибирских увалов.

Второй разновидностью «ледниковых форм рельефа» является широко распространенный на севере равнины так называемый параллельно-грядовый рельеф. По мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена, этот тип рельефа «создан совокупным действием ледниковой эрозии, аккумуляции и вымораживания грунта у краев крупных массивов мертвого льда в процессе их сокращения» [68, с. 61]. Я. М. Гройсман (1953) параллельные гряды и межгрядовые понижения бассейна р. Полуй описал как «конечно-моренные образования» и как «маргинальные озы на зандровой поверхности». Аналогичные формы рельефа бассейна р. Бол. Хетта (левобережье Нижнего Енисея) В. С. Волкова (1957) назвала, «голичными грядами морен». Подобные объяснения происхождения рассматриваемых форм рельефа можно найти в отчетах многих других геологов-съемщиков.

Со временем взгляды сторонников оледенений на образование рассматриваемых форм рельефа изменились. Их стали называть выраженными в рельефе гляциодислокациями. Подробно этот вопрос осветил Ю. Ф. Захаров [24]. По его мнению, на низменность ледники надвигались с Урала. Палеоге-

новы^е и меновые породы, по которым двигались средневер^хичные ледниковые покровы, были собраны в мелкие складки. Углы наклона крыльев складок изменяются от не^{ско}льких градусов до 80-90°. Мощность пород, подверженных складчатости, достигает 200 м, обычно же дислокации затухают на глубине первых десятков метров. По подсчетам указанного автора, в Северном Зауралье и Нижнем Приобье площадь пядидислокаций, обусловленных воздействием уральского ледникового покрова времени максимального оледенения, составляет многие тысячи квадратных километров.

По мнению другой группы сторонников материковых оледенений, ледниковые покровы на низменность надвигались не из гор, а со дна Карского моря, и не в среднечетвертичное время, а в неоплейстоцене. Под давлением наступавших с севера ледников, мощность которых достигала 3,5 км, в породах палеогена и мела образовались полосы резких мелких складок, фестончатые края которых обращены на юг [5]. В рельефе и на КС эти гляциодислокации выражены в виде параллельных гряд. «Очевидно, мы имеем дело с вариантами напорных морен... Параллельные гряды явно связаны с мощным воздействием на рыхлый субстрат надвигающихся с Карского шельфа транзитных ледников» [6, с. 79].

Считая сложные внутречехольные складки гляциодислокациями, Ю. Ф. Захаров, В. И. Астахов и другие сторонники материковых оледенений не приводят геологических материалов, характеризующих их структурное положение и условия образования. Они повторяют ничем не обоснованную точку зрения о ледниковой природе этих складок, высказанную 100 лет назад, когда Западная Сибирь в геологическом отношении представляла собой белое пятно. Долгое время эти внутречехольные структуры оставались слабо изученными. Положение изменилось только во второй половине прошлого века, когда в регионе в большом объеме стали проводиться сейсморазведочные и буровые работы на нефть и газ. За последние десятилетия здесь были получены многочисленные материалы, позволяющие однозначно говорить о тектоническом (неледниковом) происхождении рассматриваемых структурных форм [44, 45]. Этот тип складчатости развит только на участках, где мощность глинистых (пластичных) пород того или иного возраста по сравнению с прилегающими участ-

ками сильно увеличена; подстилающие породы в складчатости не участвуют. Эти линзовидные тела пластичных пород обычно приурочены к участкам проявления разрывных нарушений в верхних горизонтах осадочного чехла. Вместе с согласно дислоцированными перекрывающими осадками они образуют крупные складки, в пределах которых породы разных горизонтов палеогена или верхнего мела, реже — нижнего мела и верхней юры, а также неогена и квартера, собраны в более мелкие сложно построенные складки и выведены на дневную поверхность или приближены к ней. Крупные внутричехольные дислокации обычно представляют собой валоподобные структуры длиной до 50-100 км, шириной до 15—20 км и амплитудой от 200-300 до 1000 м и более. Углы наклона крыльев таких структурных форм достигают 10-15°, тогда как у глубинных складок в кайнозойских отложениях они обычно не превышают долей градуса. Встречающиеся в пределах внутричехольных валов куполовидные складки представляют собой округлой формы глиняные диапиры, обычно приуроченные к участкам пересечения разломов. Они выражены на аэро- и космоснимках (фото 2, 4), часто имеют вид структуры «битой тарелки» (рис.8). Чередование поросших лесом гряд и заболоченных понижений отражает смену литологического состава выведенных на поверхность и срезаемых процессами эрозии и абразии пород разного литологического состава.

В отличие от крупных складок, большая часть которых находится на той или иной глубине, многие из осложняющих их мелких складок обнажаются в береговых обрывах (фото 5). Их строение изучалось нами в разных районах: на правом берегу Оби на участке от г. Ханты-Мансийска до пос. Перегребное, в бассейнах Сев. Сосьвы, Мал. Сосьвы, Казыма, Полуя, Таб-Яхи и других рек северной половины Западной Сибири. Материалы полевых исследований, проведенных с использованием аэро- и космоснимков, указывают на большое разнообразие мелких складок.

Некоторые мелкие складки перекрыты горизонтально залегающими осадками. Они указывают на то, что в современную эпоху складки не развиваются (рис. 9).

Однако большая часть внутричехольных складок выражена в рельефе в виде закономерно ориентированных гряд и

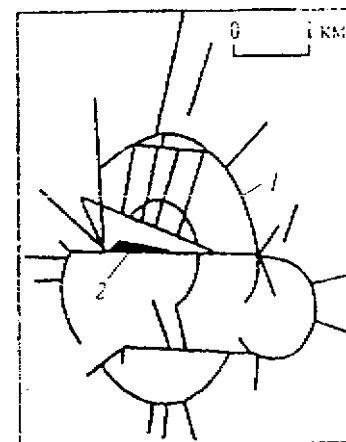


Рис. 8. Диапир («структура битой тарелки»). Водораздел рек Лыхма и Радом (западная часть Сибирских увалов).

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

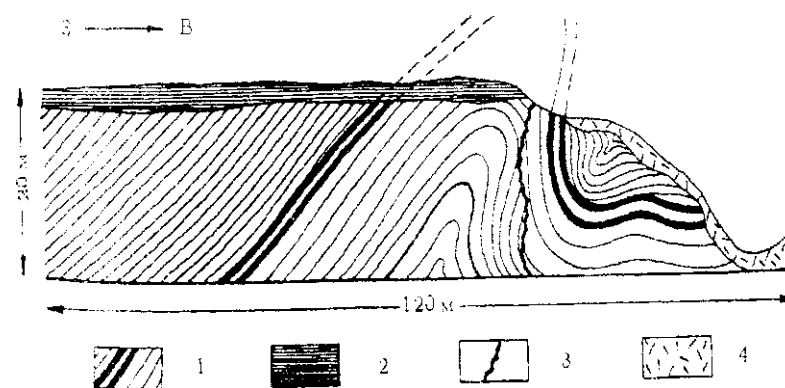


Рис. 9. Складка нагнетания, перекрытая горизонтально

• - jLiii.viii отложениями второй надпойменной террасы.

Правый берег Оби в районе пос. Мал. Атлым.

<* ' ""пзчаченпя: 1 эоценовые глины с прослоями сидерита (цоч*к), 1' песок глинистый (аккумулятивная часть террасы); - ' >ь-чч-1м. ы южняющий внутричехольную складку; 4 осыпь.

межгрядовых понижений. Характер этой выраженности изменяется по площади и зависит, прежде всего, от состава дислоцированных пород. По этому признаку нами выделяются две большие группы параллельно-грядового рельефа. Он развит: 1) на глинах, опоках и песчаниках морского палеогена и мела, реже — на глинах квартера; 2) на песках континентального палеогена и неогена. В каждой из указанных групп наблюдается несколько разновидностей параллельно-грядовых образований.

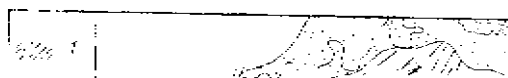
Первая группа параллельно-грядового рельефа распространена преимущественно севернее Сибирских увалов — в районах, где покров песчаных олигоценых и неогеновых отложений размыт и на поверхность выходят более древние, достаточно плотные породы (песчаники, опоки, глины). В ее образовании главная роль принадлежит избирательным эрозионным и криогенным процессам, подчеркивающим неоднородность субстрата — трещиноватость и смену литологического состава выведенных на поверхность сложно дислоцированных пород. Говорить о размерах гряд, характере их склонов и других морфометрических показателях можно только конкретно по какому-нибудь небольшому участку.

Гряды и межгрядовые понижения образуют полосы параллельно-грядового рельефа длиной до 50-100 км и шириной до 10-20 км; одиночные гряды встречаются редко. Наблюдаются как прямолинейные, так и дугообразно изогнутые в плане полосы линейных образований. "В бассейнах Сев. Сосьвы, Казыма, Полуя и ряда других рек Севера, 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 (рис.10, II; фото 3).

Внешний облик гряд и межгрядовых понижений зависит от сочетания многих факторов — 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



Рис. 10. Параллельно-грядовый рельеф, сложенный палеогеновыми опоками, сложенными глинами и диатомитами. Водораздел рек Сухой и Глубокой Пелудь. Зарисовка Н. А. Петушковой.



7/ 'fa"/,/' |
A



Л
i, <*/> y

Рис. 11. Параллельно-грядовый рельеф. Река Лыхма.

1 - гряды, приуроченные к мелким антиклинальным складкам, сложенные породами палеоцена-эоцена; 2 - выходы пород палеоцена-эоцена (установленные); 3 - голоценовый аллювий; 4 — озера.

т. п.) и морфометрию этих образований. О многообразии рассматриваемых форм рельефа можно судить по прилагаемым аэроснимкам. На них видно, что участкам развития дислоцированных пород разного литологического состава и возраста отвечают свои, вполне определенные системы гряд и межгрядовых понижений, хотя все эти участки находятся в близких климатических условиях. В результате всестороннего изучения зависимости морфологии параллельно-грядового рельефа

геологической структуры несколько десятилетий назад во ВНИГРИ были выработаны критерии диагностирования по аэроснимкам структурных особенностей, литологического состава и возраста пород субстрата.

Грядам могут соответствовать как целые складки (выраженные в рельефе антиклинали), так и части складок — отпрепарированные денудацией наклоненные слои более крепких пород (микрокуэсты). В пределах параллельно-грядового комплекса такие соотношения структуры пород и форм рельефа обычно встречаются вместе: первые — преимущественно в центральных частях полос мелкой складчатости, вторые — по периферии.

Характер отображения параллельно-грядового рельефа, сложенного дислоцированными породами разного состава и возраста, виден на аэроснимках (фото 6-12).

Как уже отмечалось, на севере региона амплитуды мелких антиклинальных складок часто увеличены криогенными процессами, так как лед составляет до половины и более объема слагающих складки пород. В строении складок-гряд наряду с «ледяным цементом» (замерзшей норовой водой) принимают участие многочисленные прожилки и прослои чистого льда толщиной до нескольких метров. Иногда гряды представляют собой цепочки соединившихся между собой бугров пучения, содержащих большой объем замерзшей воды. При таянии льда на месте гряды образуются две более мелкие гряды, разделенные узким, расширяющимся со временем понижением, отвечающим центральной, наиболее льдонасыщенной части бывшей гряды (выраженной в рельефе мелкой складки).

Внутричехольная складчатость влияет и на гипсометрию рельефа: участки оттока пластичных масс опускаются (понижаются), а участки их нагнетания поднимаются. Примером крупных поднятий могут служить возвышенности Мужинскпп Урал и Люлин-Вор, на отдельных участках которых отложения 200-метровой террасы залегают гораздо выше их нормального положения по сравнению с прилегающими участками равнины [49],

Вторая группа параллельно-грядового рельефа распространена на Сибирских увалах, где слагающие ядра диалитов юроды морского палеогена или верхнего мела

перекрыты мощной (десятки метров) толщей песков атлымской, новомихайловской или сабунской свит и лишь в редких случаях выведены на дневную поверхность. В этих рыхлых песчаных отложениях, лишенных горизонтов плотных и пучинистых пород, параллельно-грядовый рельеф выражен слабо. Высота гряд обычно не превышает 0.5-1 м при ширине до нескольких десятков или даже сотен метров и при длине до нескольких километров. Однако на аэроснимках эти линейные образования видны отчетливо. Полевыми работами установлено, что разные горизонты выходящих на поверхность песчаных отложений имеют разное количество примеси глинистого материала, поэтому характеризуются разной увлажненностью и разным составом произрастающей на них растительности. Чередование полос разной растительности на аэроснимках выражено в виде тонкой полосчатости, отажающей простирание дислоцированных песчаных отложений.

В конце 50-х годов прошлого века С. П. Альтер [1], Ю. Ф. Андреев [2], И. Л. Кузин, Н. Г. Чочиа и некоторые другие исследователи пришли к выводу о неледниковом происхождении этого типа рельефа. Главная роль в его формировании принадлежит мерзлотным и эрозионным процессам. Автором закономерно-ориентированные системы гряд и межгрядовых понижений были названы мерзлотно-эрозионно-тектоническими образованиями, связанными с выходами на поверхность дочетвертичных пород [36]. С увеличением объемов сейсморазведочных и буровых работ стало ясно, что эти формы рельефа развиты на сложно дислоцированных породах морского палеогена и мела, выведенных на поверхность из-под толщи более молодых осадков (складчатость нагнетания, глиняный диапиризм). Мощность дислоцированных пород изменяется от первых сотен метров до 1.5-2.0 км и более. Складчатые дислокации часто приурочены к дизъюнктивам и образуют прямые или дугообразные полосы длиной до 50-100 км и шириной до 15-20 км. Подробно проблема складчатости нагнетания и связанного с ней параллельно-грядового рельефа Западной Сибири рассмотрена нами в ряде публикаций [36, 44, 49, 55, 57]. Механизму внутривулканского складкообразования посвящено несколько работ Р. Б. Крапивнера [33 и др.].

С появлением космоснимков стало возможным изучение нового положения зон дислокаций на тех участках, где они не выражены в рельефе или выражены слабо. На КС «Тадчатость нагнетания» «просвечивает» через толщи нормально залегающих неоген-четвертичных отложений мощностью до 50 м и более, включая пойму и русла рек. В 80-90 гг. некоторым мелкомасштабным КС (высота съемки около 600 км) автором были выделены места возможных внутривулканских дислокаций в пойме Оби на участке от устья Иртыша до устья Казыма. На снимках они выражены в виде характерных округлых серых пятен.

Гораздо больше информации содержится на некоторых средне- и крупномасштабных КС, полученных в последние годы. На них виден структурный план эродированных и перекрытых новейшими отложениями складок нагнетания, сложенных породами морского палеогена и мела. Эти снимки делают понятным, почему в разных районах на поверхность выходят породы, которые в нормальном положении должны залегать на сотни и даже тысячи метров гипсометрически ниже. В северной половине плиты таких «ненормальных» выходов палеогеновых и меловых пород в поле развития молодых осадков очень много. Сторонники оледенений называют их отторженцами, перенесенными ледниками за сотни и тысячи километров от мест их первоначального залегания. Наиболее известными являются самаровский (палеоген) и юганский (юра и мел) «ледниковые отторженцы». Считается, что в окраинных частях плиты, где эти породы обнажаются на поверхности, разной величины глыбы были захвачены ледниками и перенесены в центральные районы. Противники материковых оледенений критикуют эти ничем не обоснованные представления. Нами выходы древних пород в поле развития молодых осадков связываются с проявлениями внутривулканской складчатости. С большой глубины палеогеновые, меловые и юрские породы подняты и выведены на дневную поверхность процессами глиняного диапиризма. Они слагают днатровые складки или в виде разной величины и формы оползневых блоков залегают среди новейших отложений. Эти выводы основаны на материалах полевых наблюдений, данных бурения и сейсморазведки [35, 49, 55]. Неоспоримым доказательством проявления складчатости нагнетания и яв-

ляются указанные выше материалы дистанционных съемок, на которых через покров нормально залегающих новейших отложений видны разной величины и формы тектонические структуры в подстилающих палеогеновых и меловых отложениях. Это обстоятельство позволяет разрозненные выходы кайнозойских и мезозойских пород «привязать» к структурному плану региона, созданному совместным проявлением глубинных и внутричехольных тектонических движений. Рассмотрим структурное положение некоторых из «случайных» выходов палеогеновых и меловых пород Нижнего Приобья.

На КС правобережья нижнего течения Оби видны четыре линейные внутричехольные складки северо-восточного простирания (фото 13). Одна из них подходит к реке между пос. Октябрьское (находится за южной рамкой снимка) и Андра, на участке пересечения нескольких дорог. Складка продолжается под долиной Оби; 50 лет назад она была вскрыта колонковыми скважинами Гидропроекта (рис. 12). К западу и востоку от нее находятся еще две складки, одна из которых продолжается под долиной Оби. Севернее, под протокой видны фрагменты четвертой складки. Все четыре складки находятся почти на одинаковом (около 15 км) расстоянии одна от другой. Их плановое положение определено системой крупных разрывных нарушений, пересекающих долину Оби с северо-востока на юго-запад.

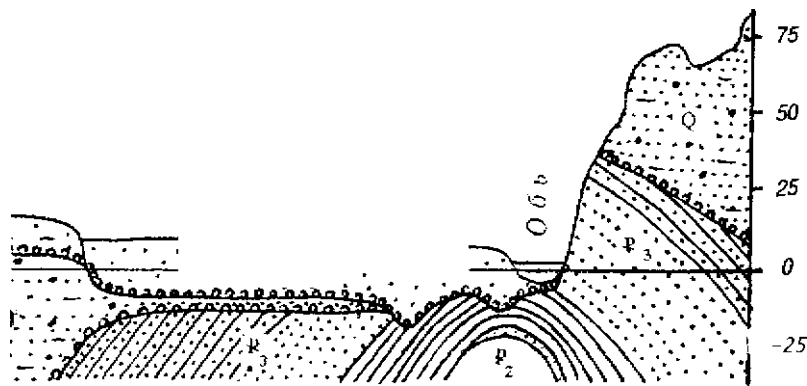


Рис. 12. Внутричехольная складка под долиной Оби у пос. Андра, вскрытая колонковыми скважинами. Материалы Гидропроекта.

Обнажения этого, как и других участков правобережья Нижней Оби, изучались нами. Их характерной чертой являются многочисленные блоки пород морского палеогена и вертогл мета, а также продукты их переотложения (мелкозем и мегакласты) в неоген-четвертичных отложениях. Они свидетельствуют о том, что в пределах развитых здесь складок нагнетания во многих местах, на поверхность выходят породы указанного возраста.

В 50-х годах прошлого века в Нижнем Приобье было пробурено большое количество колонковых скважин глубиной до 300-400 м. На участке Мал. Атлым — Шеркалы в палеогеновых отложениях (более глубокие горизонты не вскрыты колонковым бурением) был выявлен ряд резких дисгармоничных складок; некоторые из них описаны выше (район пос. Октябрьское). Наиболее известная из крупных внутричехольных складок находится в районе пос. Мал. Атлым, где сложно дислоцированные породы эоцена и олигоцена выведены на дневную поверхность. 100 лет назад, когда геологическое строение региона было совершенно неизученным, ее образование связали с напорным воздействием покровных ледников. Изучение керн скважин показало, что интенсивность складчатости возрастает вверх по разрезу глинистых отложений. Наиболее сложные складки, осложненные многочисленными дизъюнктивами, наблюдаются в глинах тавдинской свиты (эоцен), мощность которых на близких расстояниях изменяется от 20-30 м до 250-275 м. Дислокациям подвержены и перекрывающие отложения.

С появлением КС стало понятным, что скважины вскрыли одну из складок, входящих в систему «малоатлымских Дислокаций». На фото 14 видно, что внутричехольные складки занимают все пространство снимка. Они находятся как под высоким правым берегом Оби, так и под поймой и Руслуями рек и проток, и связаны с дислокациями не только палеогеновых, но и меловых пород. На рассматриваемом участке породы верхнего мела (коньяк-сантон-кампан) описаны нами [55] в обнажениях на правом берегу Оби у низа острова Сотниковский, в 3-5 км ниже пос. ... км. Они выведены на поверхность с глубины более 1 К.в.

Выраженность дисгармоничных складок на КС делает понятными и причины появления выходов дочетвертичных пород в поле развития современного аллювия (образовавшегося заведомо в «последнее» время). Один из таких выходов приурочен к останцу первой надпойменной террасы в пойме Оби. Он находится на левом берегу Ендырской протоки у пос. Каменный. Здесь автором в 60-х годах было описано обнажение диатомовых глин эоцена, перекрытых песчаным аллювием первой надпойменной террасы. Долгое время природа этого выхода оставалась необъяснимой: в плане он совпадает с малоамплитудным глубинным Каменным поднятием, а о существовании высокоамплитудных внутричехольных складок (глиняных диапиров) тогда еще ничего не было известно. Как уже отмечалось, сторонники материковых оледенений такие геологические образования называют ледниковыми отторженцами. Появление КС разрешило эту проблему: эоценовые глины приурочены здесь к выходящей на поверхность диапировой складке (центральная часть фото 15).

Как будет показано далее, с выходами пород морского палеогена и мела на поверхность связано образование многочисленных в Западной Сибири «голубых озер». Эти аномальные озера обычно находятся на плоских заболоченных участках террас, где никаких дочетвертичных пород не обнажается. Однако, на КС видно, что в плане они совпадают с глиняными диапирами, в пределах которых под озерно-болотными осадками залегают поднятые с большой глубины дочетвертичные морские породы.

МЕРЗЛОТНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

> Имеют очень широкое распространение на севере региона. Обычно они представлены так называемыми бугристыми торфяниками и заполненными водой термокарстовыми западинами, связанными с образованием и таянием порового льда [82]. Высота и глубина их не превышают 2-3 м. Однако на некоторых участках контрастность рассматриваемых форм рельефа резко увеличивается за счет жильного льда. В образовании ледяных тел наряду с поверхностными принимают



Фото 2. Крупный гидролакколит (сопка Парны-Седэ) на поверхности четвертой озерно-морской террасы. Левобережье нижнего течения р. Пур. На переднем плане (перед сопкой) - просадочное озеро.



Фото 3. Гряды, сложенные диатомовыми глинами (р. Таб-яха, Тазовский п-ов).



К

К
К
О

о

о

о

К

Л

В

К

S

о

с

Фото 5. Складка нагнетания, сложенная олигоценовыми песчано-глинистыми отложениями; видны дислоцированные прослои бурого угля. Правый берег Оби в районе пос. Мал. Атым.

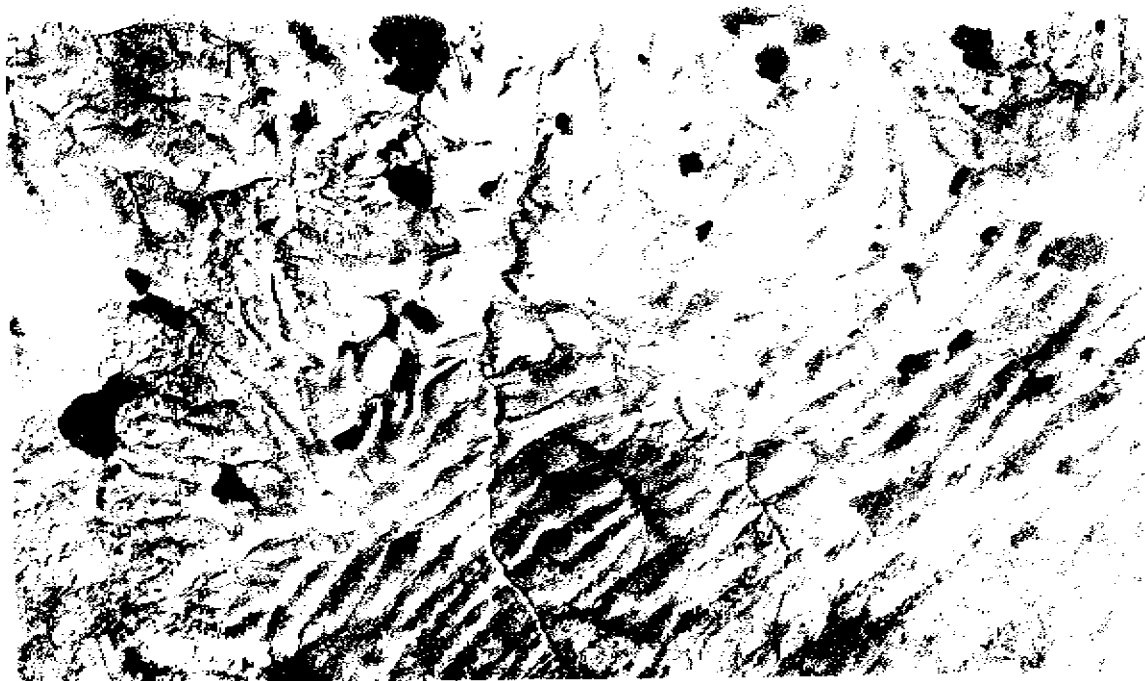


Фото 6. Параллельно-грядовый рельеф, развитый на песках и песчаниках мела (бассейн р. Бол. Хетта).



Фото 7. Параллельно-грядовый рельеф, развитый на опоках, опоковидных глинах и диатомитах палеоцена-эоцена (бассейн р. Полуй).

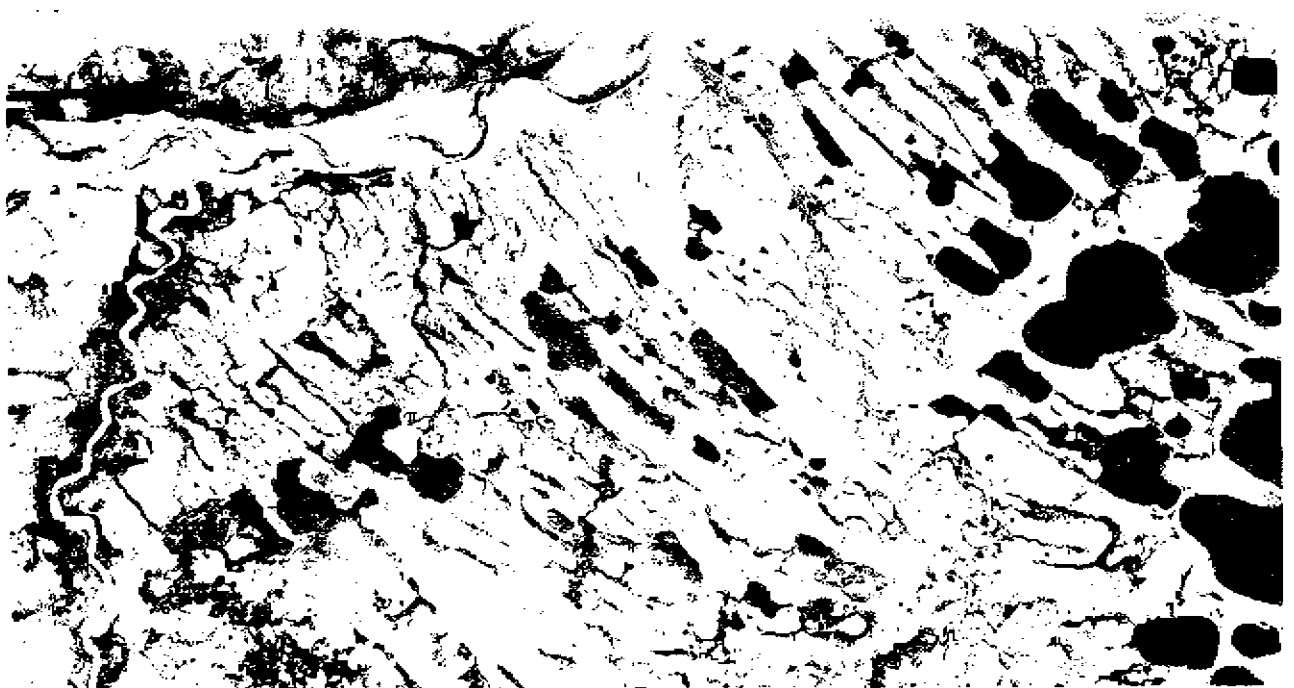


Фото 8. Параллельно-грядовый рельеф, развитый на опоковидных и диатомовых глинах палеоцена-эоцена (бассейн р. Арка-Таб-Яха, Тазовский п-ов).



Фото 2. Крупный гидролакколит (сопка Парны-Седэ) на поверхности четвертой озерно-морской террасы. Левобережье нижнего течения р. Пур. На переднем плане (перед сопкой) - просадочное озеро.



Фото 3. Гряды, сложенные диатомовыми глинами (р. Таб-яха, Тазовский п-ов).



Фото 4. Диапир на поверхности четвертой террасы (аэроснимок). Бассейн р. Конда.



Фото 11. Параллельно-грядовый рельеф, развитый на алеврито-песчаных отложениях олигоцена
(п-ов Салема, угол Оби).

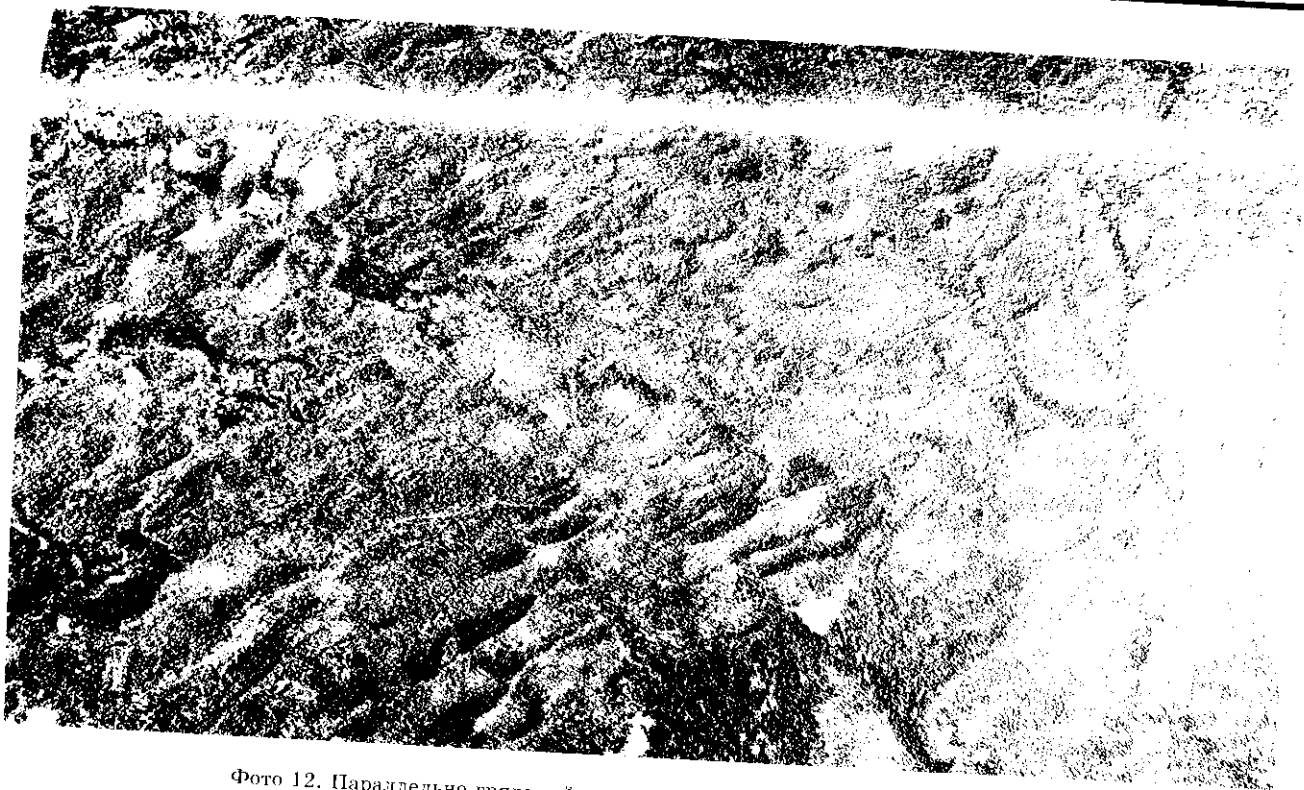


Фото 12. Параллельно-грядовый рельеф, развитый на песчаных отложениях
неогеновой сабунской толщи (Сибирские увалы).

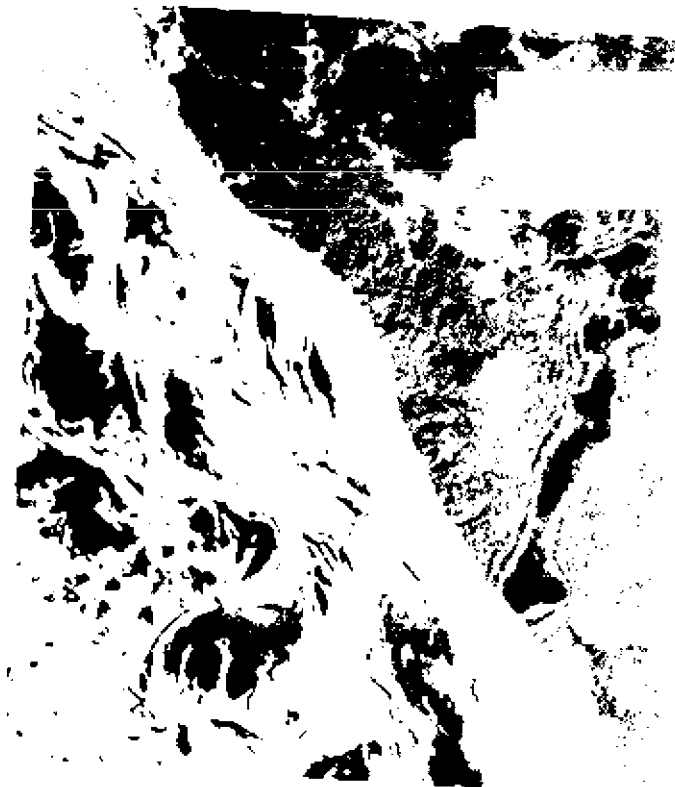


Фото 13. Внутресолевые

«пересекающие»

Долину Оби

Октябрьское.

л.-



Ж "О



Районе „ос. Во! и Мал ГльГ”

отрабатываемой

поймы.

Выраженность дисгармоничных складок на КС дг\а>, понятными и причины появления выходов дочетвертичных пород в поле развития современного аллювия (образованного заведомо в «последледниковое» время). Один из таких выходов приурочен к останцу первой надпойменной террасы в пойме Оби. Он находится на левом берегу Ендырской протоки у пос. Каменный. Здесь автором в 60-х годах было описано обнажение диатомовых глин эоцена, перекрытых песчаным алювием первой надпойменной террасы. Долгое время природа этого выхода оставалась необъяснимой: в плане он совпадает с малоамплитудным глубинным **Каменным** поднятием, а о существовании высокоамплитудных внутривпадинных складок (глиняных **диапиров**) тогда еще ничего не было известно. Как уже отмечалось, сторонники материковых оледенений такие геологические образования называют ледниковыми отторженцами. Появление КС решило эту проблему: эоценовые глины приурочены здесь к выходящей на поверхность **диапировой** складке (центральная часть фото 15).

Как будет показано далее, с выходами пород морского палеогена и мела на поверхность связано образование многочисленных в Западной Сибири «голубых озер». Эти аномальные озера обычно находятся на плоских заболоченных участках террас, где никаких дочетвертичных пород не обнажается. Однако, на КС видно, что в плане они совпадают с глиняными диапирами, в пределах которых под **озерно-болотными** осадками залегают поднятые с большой **глубины** дочетвертичные морские породы.

МЕРЗЛОТНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

> Имеют очень широкое распространение на севере региона. Обычно они представлены так называемыми бугристыми торфяниками и заполненными **водой** термокарстовыми западинами, связанными с образованием и таянием порового льда [82]. Высота и глубина их не превышают 2-3 м. Однако на некоторых участках контрастность рассматриваемых форм рельефа резко увеличивается за счет жильного льда. В образовании ледяных тел наряду с поверхностными принимают



Рис. 11
В о с

...ие и глубинные воды. Высота таких бугров пучения достигает 1530 м, а глубина котловин — 50-70 м. Рассмотрим эти формы рельефа подробнее.

Бугры пучения (гидролакколиты)

Обычно они представляют собой выраженные в рельефе глиняные диапиры. Изучение этих форм рельефа в бассейне р. Надым, на Тазовском полуострове и в некоторых других районах с использованием материалов бурения, сейсморазведки и дистанционных съемок показало, что они осложнены многочисленными разрывными нарушениями, в том числе и крупными. Некоторые из разломов прослеживаются на глубину 12 км и более. Как видно на аэро- и космоснимках, наряду с прямолинейными в диапирах развиты и кольцевые дизъюнктивы, определяющие конфигурацию приуроченных к ним линз и штоков льда.

Примером выраженного в рельефе глиняного диапира может служить сопка Парны-Седэ, расположенная на левом берегу р. Пур в его нижнем течении. Она находится в точке пересечения двух разломов — субмеридионального регионального, идущего от устья р. Пур на юг, и поперечного к нему локального. Сопка имеет овальную форму, ее длина 260 м, ширина 200 м, высота 30 м. Сложена опоками и опокovidными глинами палеоценового возраста; на северном склоне сопки залегают диатомовые глины и пески эоцена и олигоцена (вскрыты шурфами). В нормальном разрезе этого района мощность палеоцен-олигоценовой толщи превышает 300 м. Здесь же процессами диапиризма эти породы сложно дислоцированы и выведены на дневную поверхность, где 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 совпадает с указанным выше субширотным локальным разломом и рассекает сопку вдоль длинной

Кольцеобразное разрывное нарушение находится в нижней части склона. К нему приурочены жилы льда, с таянием которых связано образование так называемого пьедестала —

в результате таяния жильных льдов, они отражают различия в характере проявления новейших тектонических движений с которыми связано их образование. Одна разновидность инъекционных льдов приурочена к разрывным нарушениям в нормально залегающих четвертичных отложениях, дру-

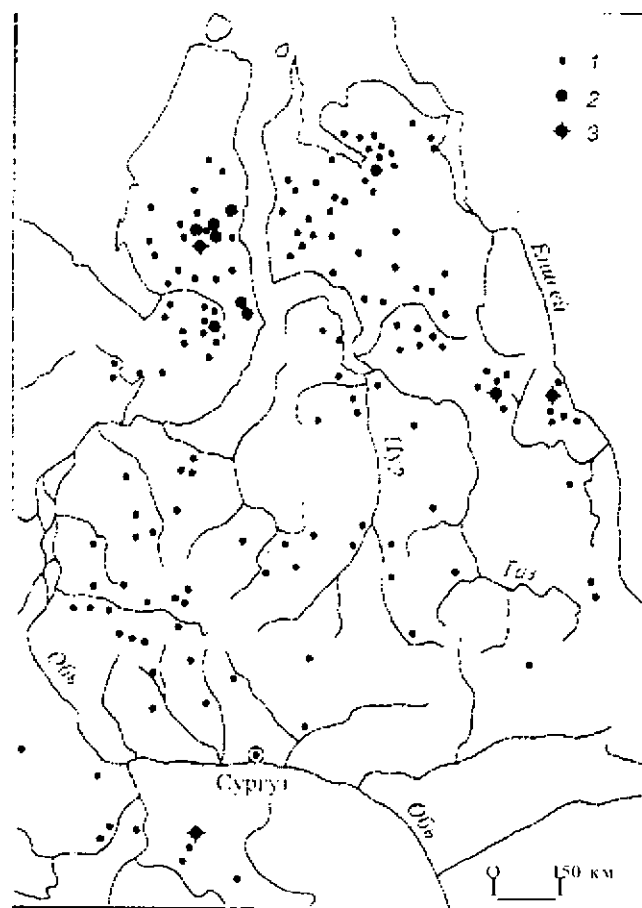


Рис. 13. Карта глубоких озер Западной Сибири.

Составил И.Л.Кузин по материалам собственных полевых работ и данным В. В. Баулина, Д. А. Буракова, Э. И. Валеевой, Б. М. Житкова, А. А. ЗемДОВА, А. Е. Короткевича, Р. К. Сиеко, В. Т. Трофимова, Л. П. Шубаева.

Глубина озер: 1 — 20-30 м, 2 — 40-60 м, 3 — более 60 м.

к разрывам, осложняющим складки нагнетания (глиняные диапиры), в пределах которых на поверхность с большой глубины выведены породы палеогена или мела.

Озерные котловины первой разновидности находятся в заполярной части низменности. Они изучались нами на полуостровах Ямал, Гыданский и Тазовский. Типичным примером таких глубоких озер является узкое, вытянутое с севера на юг озеро Се-Я-То, расположенное в бассейне р. Щучья, в 25-30 км к ЮВ от Фактории Лаборовая. Его длина 6 км, глубина — до 27 м. Наибольшие глубины образуют в нем две «канавы», осложненные западинами меньших размеров (рис. 14а). Их образование связано с таянием жил льда, приуроченных к разрывным нарушениям субмеридионального простирания. Как видно на этом рисунке, к северу от оз. Се-Я-То находится еще одно глубокое (до 21 м) озеро. На его крутом южном бере-

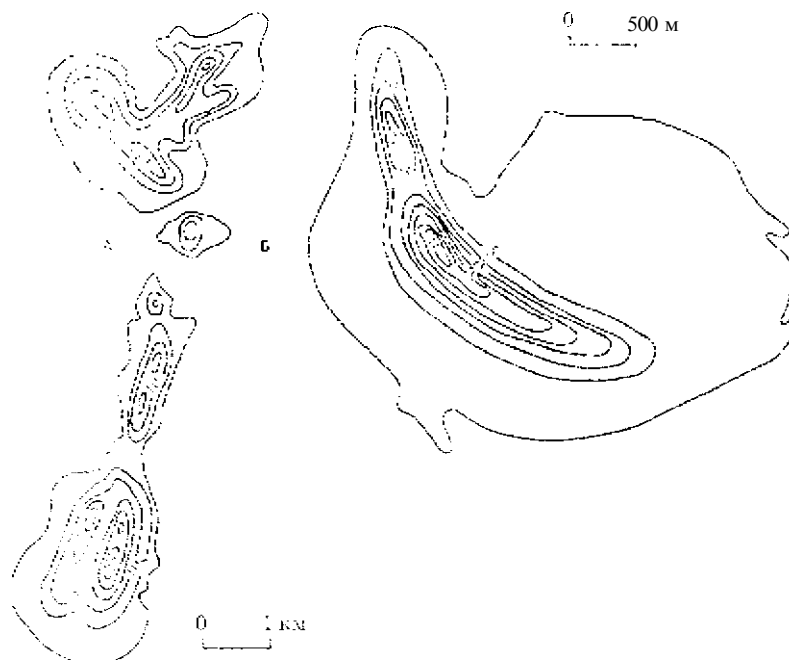


Рис. 14. Схематические батиметрические карты озер, оз. Се-Я-То, бассейн р. Щучья (195 замеров глубин); б - оз. Сэрко-Т-Лянекий п-ов (103 замера глубин).

гу процессами солифлюкции обнажены (июль 1974 г.) многочисленные субвертикальные жилы льда северо-западного и северо-восточного (40-50 и 310-330) простираний толщиной до нескольких десятков сантиметров. С таянием ледяных жил этих направлений связаны двухлопастная конфигурация озера и резкие перепады глубин.

Озера, котловины которых сформированы в результате таяния крупных жил льда, рассекающих нормально залегающие приповерхностные отложения, встречаются довольно часто. Их обычная глубина — 10-15 м, однако нередко она составляет 20-30 м и более. Наряду с узкими встречаются и широкие округлой формы термокарстовые котловины, также приуроченные к разрывным нарушениям. Как видно на рис. 14а, южная часть котловины оз. Се-Я-То образована в результате таяния как жильного («канавы»), так и порового (мелководье) льда. Такие «комбинированные» термокарстовые котловины озер развиты в разных регионах Севера (рис. 14б). К ним относятся и самые крупные озера зоны вечной мерзлоты, такие как Ней-То, Ямбу-То, Ярро-То и др. (п-ов Ямал), Периптавето, Хасейн-То и др. (п-ов Гыданский). Иногда они объединяются в группы, включающие до 5-10 крупных глубоких озер. Как видно на космоснимках, плановое положение котловин групп таких озер контролируется системами разрывных нарушений разных направлений, определяющих места образования больших массивов инъекционных льдов. С таянием последних и связано формирование крупных озер, в которых узкие глубокие котловины чередуются с обширными мелководьями.

К рассматриваемой категории термокарстовых образований относятся и глубокие озера северо-восточной части низменности, которые рядом исследователей считаются ледниково-тектоническими [25, 26]. Как пишет А. А. Земцов [25], на образование котловин таких озер, как Маковское, Советское и др. (их глубина более 50 м), определяющее влияние оказали блоковые тектонические движения; возможно, они являются грабенами. В эпоху зырянского оледенения котловины-грабены этих озер подверглись воздействию ледников и их талых вод, придавших им современный вид.

Эта точка зрения не соответствует современным представлениям о тектоническом строении региона. По данным сей-

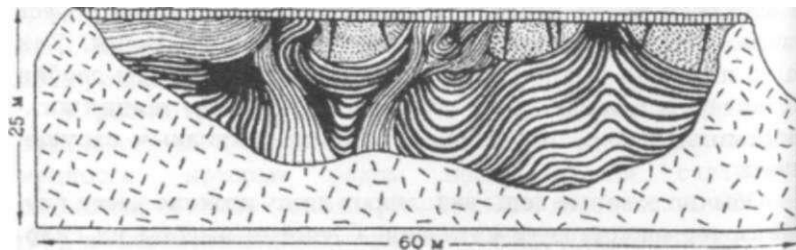
сморазведки и бурения, амплитуды глубинных (идущих от фундамента плиты) локальных поднятий и опусканий за все послемеловое время не превышают здесь нескольких десятков метров. Следовательно, амплитуды опусканий за последние несколько тысяч лет, в течение которых предполагается образование глубоких котловин-грабенов, не могут превышать нескольких сантиметров или, в лучшем случае, нескольких десятков сантиметров [44]. Поэтому образование рассматриваемых озерных котловин нельзя связывать с глубинными тектоническими движениями. Амплитуды внутричехольных тектонических движений, широко проявившихся в северной части Западной Сибири, на несколько порядков больше глубинных. Однако этот тип движений земной коры сторонниками ледниково-тектонического происхождения глубоких озерных котловин не рассматривается. По нашему мнению, в формировании указанных котловин тектонический фактор проявился не в виде опусканий или поднятий узких участков дна с амплитудой в 50-60 м и более, а в образовании разрывных нарушений, определивших места заложения инъекционных льдов. Этот вывод подтверждается результатами замеров глубин. По данным А. А. Земцова и Б. В. Фашевского [26], котловина оз. Маковского делится на две неравные по площади части: узкую, очень глубокую (до 65 м) западную и широкую с глубинами, не превышающими 2-3 м, восточную. В западной части котловины рельеф очень сложный. Здесь узкие глубокие впадины чередуются с мелководьями. Как было показано выше, именно такие резкие перепады глубин характерны для котловин, образованных за счет таяния инъекционных льдов, приуроченных к дизъюнктивным нарушениям.

Обычно озерные воды заполняют лишь нижние части глубоких термокарстовых котловин. С учетом высоты их склонов, находящихся выше уреза воды в озерах, общая глубина ротаивания жильных льдов на севере низменности достигает 0-100 м.

В заполярной части региона разной величины и формы ледяные тела встречаются в отложениях разного происхождения и возраста (фото 16). Наиболее полное представление о размерах и плановом положении жил и штоков льда, с которыми связано образование глубоких озер, можно

получить, наблюдая их в свежих крупных береговых обрывах. В обнажении у мыса Марре-Сале на западном побережье п-ова Ямал (его длина более 4 км, высота до 25-27 м) нами описаны [56] многочисленные субвертикальные сложно построенные штоки льда, прорывающие четвертичные отложения салехардской и казанцевской свит (рис. 15). Толщина ледяных тел изменяется здесь от 10 до 50 м, видимая высота — 10-15 м. С учетом мощностей дислоцированных и прорванных штоками льда отложений указанных свит, высота ледяных тел составляет не менее 100 м. В обнажении видно, что льды одной генерации прорваны льдами другой генерации. Ледяные тела имеют субширотное простирание, ориентированы перпендикулярно к берегу. На поверхности развитой здесь третьей террасы им соответствуют долинообразные понижения, прослеживаемые на расстоянии до 70-100 м от берега [56].

Инъекционные льды образовались в результате замерзания воды, которая под давлением в десятки и даже сотни атмосфер по дизъюнктивам из водосодержащих горизонтов внедрилась в перекрывающие отложения [9, 19]. Большая их часть приурочена к морским неоплейстоценовым отложениям казанцевской свиты, слагающим четвертую морскую террасу; в отложениях салехардской свиты их меньше. Сделанные нами замеры в разных районах Севера показали, что ледяные



СИР ит ? з ГГГПд ШЪв

Рис. 15. Штоки льда на западном побережье п-ова Ямал (мыс Марре-Сале).

Условные обозначения: 1 — казанцевские алевроиты; 2 — светло-серые льды; 3 — темно-серые льды; 4 — отложения второй террасы; 5 — тонкие (до 10 см) жилы льда; 6 — оползни, осыпи.

ясыли закономерно ориентированы. Плановое положение вмещающих их дизъюнктивов совпадает с системой установленной С. С. Шульцем планетарной трещиноватости четырех главных направлений [97]; три из них видны на рис. 14а.

Вторая разновидность глубоких озерных котловин связана с термокарстом по жильным льдам, заключенным в глиняных диадирах. В работах, опубликованных несколько десятилетий назад, когда в Западной Сибири не были известны выраженные в рельефе складки нагнетания (диапиры), последние описывались как крупные бугры пучения (гидролакколиты), приуроченные к местам разгрузки глубинных напорных вод [9, 10, 53, 69]. При этом подчеркивалось, что в отличие от обычных для региона многолетних бугров пучения, образовавшихся на спущенных озерах (хосыреях), они сложены не голоценовыми озерно-болотными отложениями, а опоконидными глинами и опоками палеогенового возраста и приурочены к участкам молодых тектонических нарушений и поднятий. Такие бугры пучения были известны в бассейне р. Ярудей (левый приток р.Надым), на Тазовском п-ове и в некоторых других районах. Как отмечалось выше, изучение всех имеющихся по этому вопросу материалов привело автора к выводу о диапировой (складчатость нагнетания) природе этих форм рельефа [44].

Таяние входящих в состав диапиров льдов сопровождается образованием озерных котловин глубиной до 30-50 м и более. Такие озера изучались нами в разных районах низменности, от полуостровов Ямал и Тазовский на севере до бассейна р. Салым — на юге. Наблюдаются разные стадии протаивания слагающих диапиры льдов.

На рис.16А показано озеро, образовавшееся в результате неполного протаивания льда в диапире. На его берегах видны выходы палеогеновых отложений с нарастающими жилами льда. Две лопасти озера глубиной 13 и 22 м разделены останцом диапира высотой 18-20 м, сложенным опоконидными глинами с жилами льда (август 1971 г.). К ССЗ от останца находится понижение, занятое болотом. Такое кольцеобразное расположение термокарстовых западин вокруг останца Лзано с таянием льдов. Судя по ширине и глубине этих западин ледяные тела по кольцевому дизъюнктиву распределены равномерно — на одних участках их больше, на других —

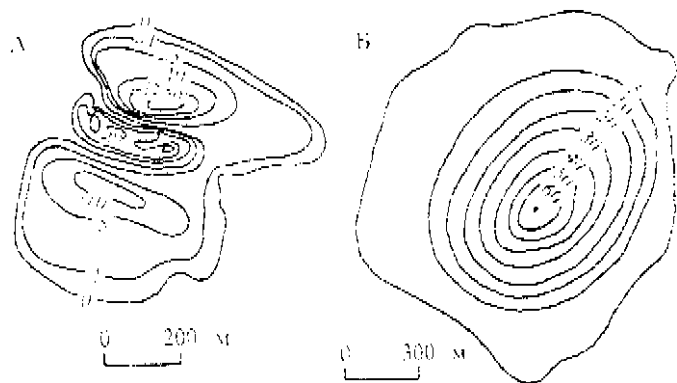


Рис. 16. Схематические батиметрические карты озер.

А — двухлопастное озеро, образующееся в настоящее время на месте разрушающегося диапира (бассейн р. Надым). Две лопасти озера разделены осунцом, сложенным эоценовыми породами с жилами льда (170 замеров глубин); Б — оз. Сырковый сор, бассейн р. Салым (367 замеров глубин).

меньше. Со временем лед в палеогеновых породах растает полностью, озеро станет глубже и приобретет округлую форму.

В более южных районах изменности мерзлота имеет островное распространение или сохранилась только на глубине нескольких сотен метров. Однако глубокие термокарстовые озера развиты и здесь. Одно из них описано нами в истоках р. Куноват (западная часть Сибирских увалов). Оно находится на участке распространения складчатости нагнетания, в полосу выходов на поверхность пород морского палеогена. При поперечнике 0.9-1.0 км его глубина достигает 40 м. На берегах озера встречены эоценовые диатомовые глины с жилами льда (июль 1958 г.),

К рассматриваемой разновидности озер, по-видимому, относится и самое глубокое в центральной части Западной Сибири оз. Сырковый сор, расположенное рядом с железнодорожной станцией Салым. При поперечнике 1.5-2.0 км его глубина достигает 65 м (урез воды в озере составляет 48 м над уровнем моря). Как видно на рис. 16В, глубокая котловина озера окружена широкой полосой мелководья, образовавшегося за счет размыва берега. Продукты размыва осели в центральной части озера, частично были вынесены вытекающим из озера

учьем Ай-Ега. Из этого следует, что первоначально котловина озера была глубже современной. Термокарстовая природа оз. Сырковый сор предполагается нами по аналогии с описанными выше глубокими озерами, образовавшимися на месте вытаявших ледяных тел глиняных диапиров. Никаких конкретных данных, подтверждающих это предположение, нет. Как и глубокие термокарстовые озера Севера, оз. Сырковый сор находится в точке пересечения крупных разрывных нарушений.

Мерзлотные микроформы рельефа

Как известно, зона многолетней мерзлоты характеризуется широким распространением специфических форм микроформ рельефа. Чаше других встречаются так называемые полигональные грунты, образование которых обусловлено мерзлотным растрескиванием деятельного слоя. К ним относятся как собственно полигональные формы рельефа (фото 17), так и пятна-медальоны, разнообразные по строению и происхождению.

Полигональные грунты развиты в заполярной части региона. На рис. 17 приведена блок-диаграмма одного из участков распространения мерзлотных многоугольников западного побережья п-ова Ямал в районе мыса Марре-Сале. На поверхности первой морской террасы здесь развиты полигоны пяти- и шестиугольной формы, ограниченные канавами, образованными в результате протаивания жил льда. Ширина канав до 2.5 м, глубина до 0.5 м. На контакте с ледяными жилами слою вмещающих пород обычно задраны вверх. Наибольшие деформации наблюдаются в приповерхностном слое, до глубины 1.5-2.0 м. Эти данные позволяют образование рассматриваемых дислокаций связать с динамикой слоя сезонного оттаивания, мощность которого в настоящее время не превышает 1 м.

По мнению А. И. Попова [80], деформации возникают в летнее время на контакте талых осадков с жилой льда и консервируются при промерзании пород. Такое объяснение механизма деформаций нельзя считать всеобъемлющим, так как встречаются толстые жилы льда, на контакте с которыми

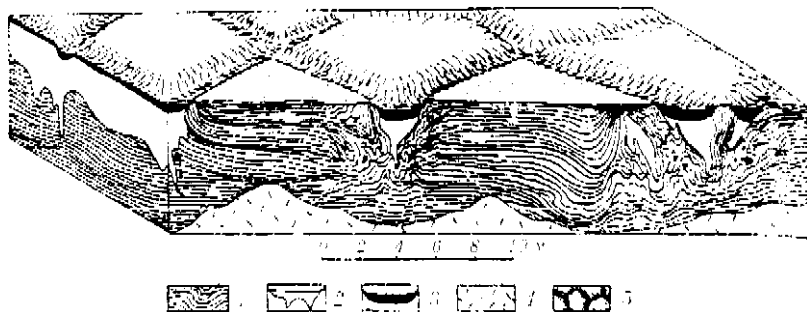


Рис. 17. Блок-диаграмма дислокаций, связанных с образованием клиньев льда в полигональных грунтах.

Составили И. Л. Кузин и П. Ф. Астафьев, 1970 г. Мыс Марре-Сале, западное побережье п-ова Ямал.

Условные обозначения: 1 — алевроито-глинистые отложения первой террасы; 2 — клинья льда; 3 — торф с прослоями песка; 4 — осыпь; 5 — полигональные грунты-канавы, образованные в результате протаивания клиньев льда.

осадки практически не деформированы, а также жилы льда со значительными деформациями вмещающих пород на контакте. Жилы льда и связанные с ними дислокации, на наш взгляд, имеют здесь преимущественно эпигенетическую природу, хотя начали зарождаться они, по-видимому, еще во время накопления толщи вмещающих осадков. На эту мысль наводят факты резкого расширения наиболее молодых жил вверх по разрезу. Вполне возможно, что дислокации пород ниже подошвы слоя сезонного оттаивания связаны преимущественно с сингенетическим этапом развития ледяных жил, а в деятельном слое — с эпигенетическим этапом их развития.

С полигональными грунтами связаны и караваеподобной формы бугры, сложенные излившейся из горизонта сезонного промерзания грязью, известные под названием «медальоны». Во время полевых работ они наблюдались нами в разных районах Севера. Приведенное ниже детальное описание сделано по результатам исследований на п-ове Ямал.

На юго-восточном берегу оз. Пензелаха—То-Сё (в 70 км к ЮВ от пос. Харасавэй) среди современных песчаных отложений пляжа наблюдаются многочисленные пятна-медальоны, сложенные излившейся из деятельного слоя разжиженной

среднеплейстоценовой морской глиной, содержащей небольшое количество мегакластов. Они представляют собой овальной или круглой формы почти плоские бугры поперечником от 0,3 до 1,5-2,0 м при высоте от 0 до 0,1-0,2 м над поверхностью пляжа. Аналогичные образования развиты и на песчаном мелководье озера (глубина 0,1-0,2 м) в 5-10 м от берега.

Коренные выходы этих отложений находятся в 100 м от берега озера, в уступе, отделяющем пляж от поверхности 4-5-метровой озерной террасы. Здесь обнажается темно-серая, почти черная глина, обогащенная растительным детритом и содержащая незначительную примесь песка и мегакластов. Основная масса последних состоит из слабо окатанных обломков глин и опок палеогенового возраста, за счет переотложения которых и образовались морские глины среднего плейстоцена. Наряду с местными присутствуют и эрратические мегакласты — гравий, гальки и небольшие (до 0,3 м) валуны кварца, гранита, базальта и других кристаллических пород. Видимая мощность глин — до 10-15 м. Аккумулятивная часть озерной террасы мощностью до 2,5 м сложена желтовато-серым тонкозернистым песком с многочисленными слойками глинистого песка. В ней залегает пласт темнубурого торфа (0,3 м) с ветками и стволами деревьев толщиной до 5-7 см, произраставших здесь во время голоценового климатического оптимума.

С помощью металлического шупа и многочисленных заборов глубиной до 1,0 м было установлено, что под буграми находятся куполовидной формы складки, в разных частях которых среднеплейстоценовые отложения имеют разное физическое состояние. В основании складок они представлены плотной мерзлой глиной, в ядрах — жидкой глиной, а в сводах и на крыльях, на контакте жидкой глины с вмещающими песчаными отложениями пляжа и дна озера, — плотной талой глиной. Размеры складок: высота — до 1,5-2,0 м (в нижней части жидкие глины находятся в сезонномерзлом состоянии), диаметр в основании — до 5,0 м, диаметр на поверхности пляжа — до 1,5-2 м (рис. 18А).

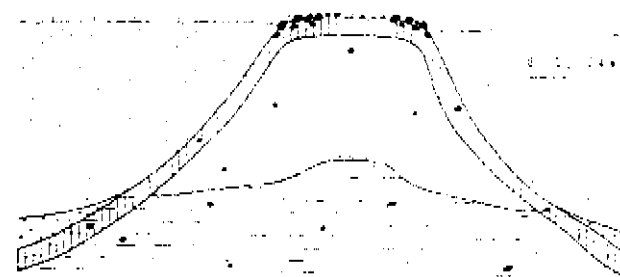
Изучение складок проводилось в конце июля 1991 г., когда (после зимнего промерзания) оттаяла только их верхняя часть: на пляже толщина слоя оттаявшей жидкой глины в это

время составляла 0.8-0.9 м, а на дне озера — 0.9-1.0 м. По данным [81], на широте Харасавэя-Тамбея оттаивание поверхностных отложений начинается в июле и заканчивается в сентябре. Следовательно, полностью сезонномерзлые голоде-новыи пески поймы и слагающие складки среднеплейстоценовые глины оттают только в конце сентября, перед началом

более полные сведения как о строении, так и о размерах складок.

Особого внимания заслуживает ядро складки. В его верхней части (оттаявшей ко времени проведения полевых исследований) глина имеет не черный, как в обнажении, а зеленовато-бу-рый (за счет закисного железа) цвет и находится в жидком состоянии. В нижней, возможно, большей части ядра складки она скована сезонной мерзлотой. На дневной поверхности и на контакте с вмещающими песками пляжа процессами выветривания жидкая глина превращена в твердую глину — комковатую бурую корку толщиной 10-15 см. В некоторых складках толщина корки не превышает 5-6 см. Оттаявшая жидкая глина обладает тиксотропными свойствами, т. е. свойствами, присущими как жидкости, так и твердому телу. Из законов она вычерпывалась кружкой. Следует подчеркнуть, что вычерпывалась (выплескивалась) не вода с примесью глинистых частиц, а именно жидкая глина. В то же время она хорошо держит вертикальные стенки и не отдает воду. В течение трех дней наших наблюдений на описываемом участке законы, полностью вскрывшие жидкую глину, сохраняли вертикальное положение стенок (не оплывали), на них и на дне не появилось ни капли воды.

Гранулометрический анализ показал, что 90.38% жидкой глины сложены фракцией < 0.01мм. На долю фракций 0.25-0.10 и 0.10-0.01 мм приходится соответственно 0.66 и 8.96. По данным рентгеноструктурного анализа, выполненного во ВНИГРИ Л. С. Скубелиной, фракция <0.01 представлена каолинитом (6%), хлоритом (32%), гидрослюдой (35%), гидрослюдисто-монтмориллонитовыми смешанно-слойнными минералами с 30% набухающей (монтмориллонитовой) фазой в них (7%), монтмориллонитом (20%). Основными компонентами фракции < 0.001 мм являются минеральные соли, присутствие которых не дает возможности точно установить наличие



0
II 2 6
7
1 4 8



4

Рис. 18 Мерзлотная грязевая складка. Оз. Пензелаха-То-Се, северная часть п-ова Ямал, в 70 км к ЮВ от пос. Харасавэй.
А — разрез. Условные обозначения: 1 — песок талый; 2 — песок мерзлый; 3 — глина плотная с гальками, талая; 4 — глина плотная с гальками, мерзлая; 5 — глина жидкая с гальками, талая; 6 — микрозалежь газа; 7 — гальки; 8 — места опробования породы металлическим шупом.
Б — вид сверху. Условные обозначения: 1 — глина засохшая (корка); 2 — песок; 3 — гальки; 4 — трещины крупные и мелкие.

глинистых минералов. Здесь определены кварц, поваренная соль, буркеит, кубанит, валериит, полевые шпаты, в качестве примеси — минералы группы гидрослюд, монтмориллонит и, возможно, хлорид. Эти данные не исключают возможности содержания во фракции < 0.001 мм коллоидов, которые и определяют гидрофильность и текучесть глин.

Номер пробы	Водные вытяжки (г / 100 г породы)				
	so ₄	Ca	Mg	K	Na
1	1,53	0,077	0,058	0,01	0,53
5/3	0,055	0,011	и обн.	0,004	0,04

Состав водно-растворимых солей, содержащихся в их вытяжках на поверхности бугра (проба 5/1) и в жидкой глине из показанной на рис. 18 куполовидной складки (проба 5/3), приведен в таблице. По заключению Э. Л. Веселовой (Гидрохимическая лаборатория ВНИГРИ), в пробе 5/1, возможно, содержатся соли Na₂SO₄, K₂SO₄, CaSO₄, MgSO₄.

В расположении куполовидных складок наблюдается строгая закономерность: все они приурочены к зияющим морозобойным трещинам, образующим на пляже и на мелководье озера почти правильной формы прямоугольную сетку. Направление трещин северо-восточное (55-60°) и северо-западное (325-330°), длина трещин — от нескольких метров до 25-30 м. Складки находятся в узлах пересечения трещин. Нами исследовано около 30 складок и связанных с ними пятен-медальонов (бугров).

Наблюдения за содержанием крупнообломочного материала внутри складок и на расположенных над ними пятнах-медальонах показали, что на дневную поверхность из складок этот материал вынесен жидкой глиной. В складках его содержание не превышает 0.1-0.5 % объема глины (в каждом из закопов встречены лишь единичные гравийные зерна и гальки), тогда как на поверхности пятен-медальонов их во много раз больше (рис. 18Б). Поскольку в песках пляжа крупнообломочный материал полностью отсутствует, его скопление на пятнах-медальонах следует считать перлювием, образовавшимся в результате размыва большого объема жидкой глины

неоднократно изливавшейся из складок на поверхность. Об этом свидетельствует обогащение глиной прилегающего к пятнам-медальонам песка пляжа. На рис. 18Б видно также, что при затвердевании продуктов излияния на пятнах-медальонах образуется сложная сеть зияющих трещин усыхания, расходящихся и увеличивающихся в размерах от центра к краевым частям.

Как известно, скопление крупнообломочного материала на участках полигональных грунтов (каменных многоугольников) связывается с морозобоиной сортировкой и вымораживанием, выталкиванием каменных включений из деятельного слоя по морозобойным трещинам на поверхность [18, 79]. Наши наблюдения указывают на принципиально иной способ их образования: из деятельного слоя обломки горных пород выносятся периодически изливающейся жидкой глиной, а на дневной поверхности в процессе размыва и образования пердгевия они перемешаются от центров к краям аккумулятивных форм рельефа.

Описываемые куполовидные складки и связанные с ними бугры (пятна-медальоны) представляют собой сложные природные системы по образованию, накоплению и периодическому излиянию жидкой глины. Они развиты в разных районах Заполярья, однако встречаются спорадически. Для их образования необходимы следующие условия.

- 1 Приповерхностное залегание существенно глинистых морских (сольсодержащих) пород, способных при соединении с пресной водой переходить в жидкое (тиксотропное) состояние. Я рассматриваемом регионе к ним откосятся морские породы палеогенового и мелового возраста, отлагавшиеся в воде нормальной соленостью. Они часто приурочены к участкам Появления глиняного диапиризма, выраженного в рельефе и в материалах дистанционных съемок в виде систем параллельных гряд [44]. Накопление широко распространенных здесь морских четвертичных отложений происходило в бассейнах с пониженной соленостью. Процессы грязевого излияния в них активно протекают только на участках переотложения: морских палеогеновых и меловых пород. Такие глинистые солью алеврито-глинистые четвертичные отложения распространены в разных районах Севера, особенно в срединной части п-ова Ямал.

Приобретение глиной тиксотропных свойств, возможно, происходит при участии микроорганизмов. Как показано В. В. Радиной [84], газ, образующийся в результате жизнедеятельности бактерий, приводит к избыточному давлению в жидкой фазе породы, что служит причиной ее подвижности. Нами установлено, что в куполовидных складках разных районов микробиологическое газообразование в жидкой глине протекает достаточно активно. При протыкании их шупом долгое время наблюдаются выходы пузырей газа. На оз. Пензелаха-То-Сё на границе талых и мерзлых глин, слагающих куполовидную складку, вскрыта микрозалежь газа (рис. 18А); местные условия не позволили отобрать пробу и определить состав газа*

II. Очень низкие зимние температуры воздуха, приводящие: 1) к образованию сети зияющих морозобойных трещин, определяющих плановое положение куполовидных складок, заполненных жидкой глиной; 2) к полному промерзанию сезонно-талых отложений, приводящему к резкому увеличению геодинамического давления внутри складок и к извержению жидкой глины на поверхность.

III. Большая обводненность территории, необходимая для воспроизводства жидкой глины, дефицит которой в куполовидных складках возникает после зимних извержений. Обычно грязевые складки приурочены к пляжам и мелководьям озер, к низкой пойме рек и к другим низким местам распространения морских отложений, большую часть лета покрытых водой. Реже они встречаются на более высоких участках рельефа, сложенного морскими породами. На одном из участков распространения параллельно-грядового рельефа на Тазовском п-ове и были впервые установлены грязевые складки: в межгрядовом понижении, сложенном с поверхности плотным обводненным песком, ноги провалились в глубокую яму» заполненную жидкой глиной.

Процесс грязевого излияния («извержения») представляется нам в следующем виде. Зимой, во время сильных морозов, обводненные поверхностные пески и подстилающие их морские глины разбиваются решеткой морозобойных зияющих трещин. Летом по этим трещинам поверхностные пресные воды проникают в морские глины и растворяют в них соли. На пересечении трещин постепенно образуются своего

рода котлы, заполненные видоизмененной, тиксотропной глиной. Форма и размеры «котлов» зависят от местных условий, прежде всего от состава глины и количества содержащихся в ней солей. Под воздействием криогенных процессов, многократного замерзания и оттаивания слагающих их тиксотропных глин «котлы» со временем приобретают форму куполовидных складок. Зимой при промерзании деятельного слоя и соединении сезонной и многолетней мерзлоты, когда резко возрастает геодинамическое давление внутри складок, тиксотропная глина переходит в текучее состояние, прорывает перекрывающие мерзлые породы и изливается на поверхность. В теплое время года сезонная мерзлота оттаивает, поверхностные воды постепенно проникают внутрь складок, растворяют соли и подготавливают глины к новым излияниям. Продукты излияний размываются, обогащая поверхностные отложения глиной и мегакластами. Аналогичные процессы протекают и на мелководьях озер. Зимой вместе с водой в них промерзают и донные отложения, включая морскую глину, в которой, как и на суше, образуются куполовидные складки, извергающие жидкую глину.

Клк складки, так и бугры мерзлотного излияния жидкой глины — образования недолговечные. С периодическим выносом на поверхность содержание солей в глинах внутри складок постепенно снижается. Снижается и возможность перехода глины в тиксотропное состояние, при котором она может течь и извергаться на поверхность. Необходимая для пополнения ее объема большая обводненность территории исключает возможность образования крупных аккумулятивных форм рельефа, так как они ежегодно размываются до основания. При образовании новых трещин процессы мерзлотного излияния протекают с прежней силой.

Просадочные котловины с сероводородным заражением воды

Глубокие озера, образовавшиеся в результате таяния Лильных льдов глиняных диапиров, как и другие термокарстовые озера региона, расположенные на участках выходов на поверхность морских отложений, подвержены сероводородно-

Фото 5. Складка нагнетания, сложенная олигоценowymi песчано-глинистыми отложениями; видны дислоцированные прослои бурого угля. Правый берег Оби в районе пос. Мал. Атлым.

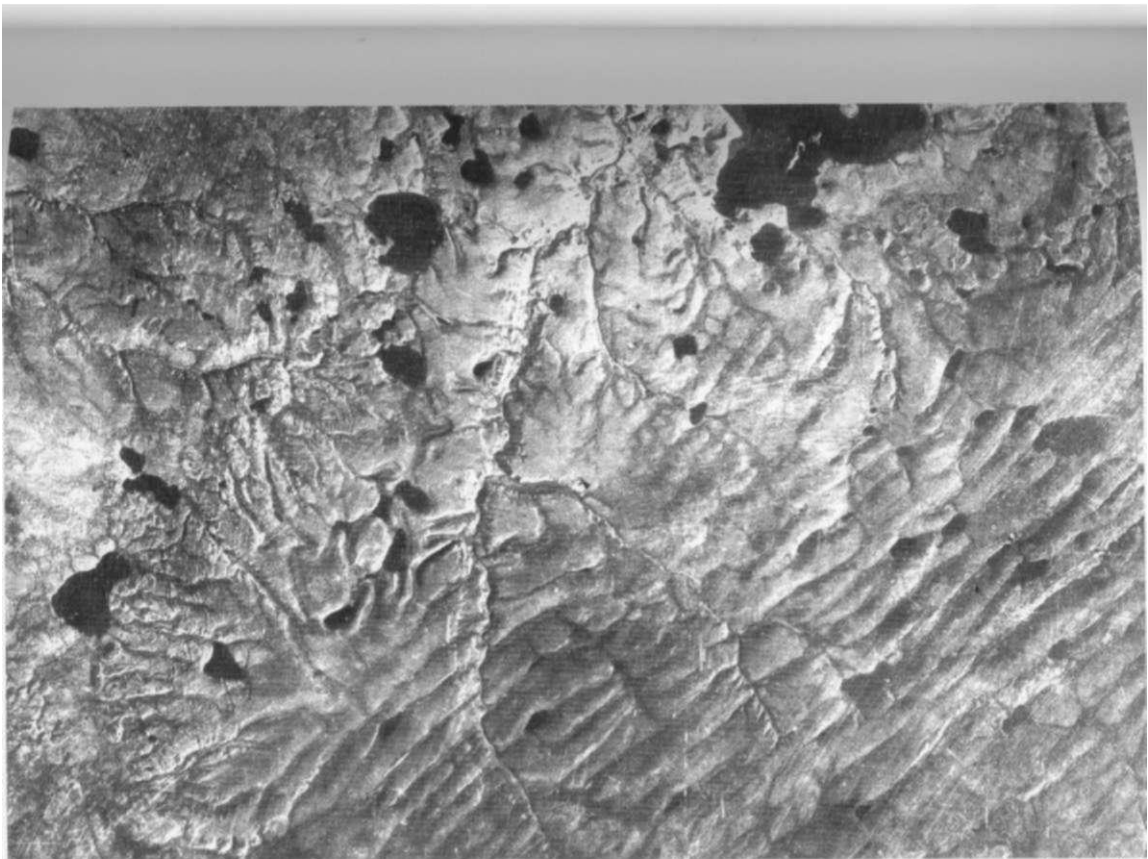


Фото 6. Параллельно-грядовый рельеф, развитый на песках и песчаниках мела (бассейн р. Бол. Хетта).

му заражению. Они характеризуются рядом аномалий, в том числе практически полным отсутствием отмершей растительности на дне, что оказывает большое влияние на глубину и форму озерных котловин. Рассмотрим эти озера подробнее.

Как известно, в зоне гумидного климата, где атмосферные осадки превышают испарение, широкое распространение имеют болота. Воды рек и озер здесь характеризуются высоким содержанием органических веществ (гуминовых и фульвокислот, а также измельченных растительных остатков), поэтому имеют желтый с бурым оттенком цвет. Это так называемые черные реки и черные озера. В зависимости от местных условий цветность воды в них изменяется от нескольких десятков до нескольких сотен градусов платиново-кобальтовой шкалы.

На фоне черных озер резко выделяются спорадически встречающиеся озера, вода которых практически не содержит органических веществ. Ее цветность равна нулю или близка к нему. На дне озер с такой бесцветной, как дистиллированная, водой наблюдается массовое развитие синезеленых водорослей, благодаря которым с воздуха эти озера имеют зеленовато-голубой цвет. Для краткости и отличия от черных они названы нами голубыми озерами [47].

Рассматриваемые озера давно известны полевым исследователям, однако их изучением до последнего времени никто не занимался. Работавшие на севере Западной Сибири геологи-съемщики необычный цвет таких озер объясняли отражением голубого неба или дна, на котором встречались голубовато-серого цвета продукты переотложения диатомитов, опок и других пород морского происхождения. При таком объяснении причина обесцвечивания черной воды оставалась вне поля зрения.

В 1971 г. в северной части Уренгойского нефтегазового месторождения на дне безымянного голубого озера, названного нами «Регин-То», были установлены не известные ранее формы микрорельефа — воронки взрыва. Они представляют собой округлые в плане углубления в дне озера, окаймленные валиками. По внешнему краю валиков их размеры достигают нескольких метров (рис. 19). Высота валиков над дном озер не превышает 0.2-0.3 м. Внешний склон валиков пологий, внутренний — крутой. На дне воронок взрыва залегают наилок

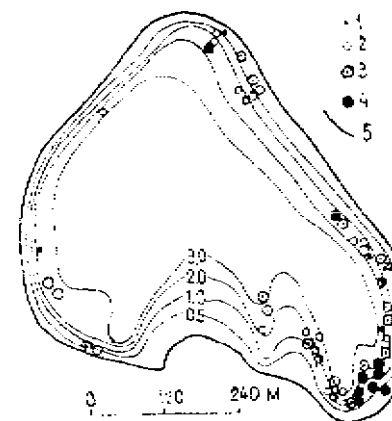


Рис. 19. Карта распространения воронок взрыва на оз. Регин-То (бассейн р. Арка-Таб-Яха, Тазовский п-ов).

Размеры воронок взрыва (м): 1 — до 0.5 м; 2 — 0.5-1.0 м; 3 — 1.0-2.0 м; 4 — больше 2.0 м; 5 — изобаты (м).

мощностью до 1.0-1.5 м. В пробах газа, отобранных из наилка, содержатся компоненты, имеющие как поверхностное, так и глубинное происхождение [34]. По расчетам Э. М. Прасолова [44], около 95% содержащегося в пробах гелия, поступило из залежи газа в сеноманских отложениях, залегающей здесь на глубине 1 км. Это обстоятельство заставило автора заняться изучением как газопроявлений, так и самих голубых озер, через прозрачную воду которых воронки взрыва хорошо видны на дне.

Наряду с необычным цветом голубые озера характеризуются рядом других аномалий. В них мало растительности, особенно высшей, и резко сокращен видовой состав рыбы. Если в черных озерах района г. Ханты-Мансийска, например, водятся много разной рыбы, то в расположенных рядом голубых озерах ее мало и представлена она только окунем. По рассказам местных жителей, рыба в голубых озерах тощая, невкусная, иногда имеет уродливую форму — встречаются окунь с большой головой и коротким, тонким телом («как у налима туловищем»; в некоторых озерах рыбы вообще нет. Однако специального изучения флоры и фауны аномальных озер не проводилось. Вода голубых озер долго не портится в тепле. Вещество из оцинкованного железа с такой водой быстро изнаши-

ваются. Изделия из алюминия, попавшие в воду голубых озер, теряют приобретенную на воздухе матовую серую окраску и становятся блестящими, как полированное серебро.

Рассматриваемые озера обычно находятся в пределах параллельно-грядового рельефа, поэтому имеют вытянутую форму (рис. 20А). Котловины расположенных рядом черных и голубых озер имеют одинаковое (обычно термокарстовое) происхождение, однако морфология их различна. Это видно на профиле, пересекающем безымянное черное озеро и голубое оз. Аймпу-Тор, находящиеся в 70 км к юго-западу от г. Ханты-Мансийска (рис. 20Б). С помощью металлического шупа

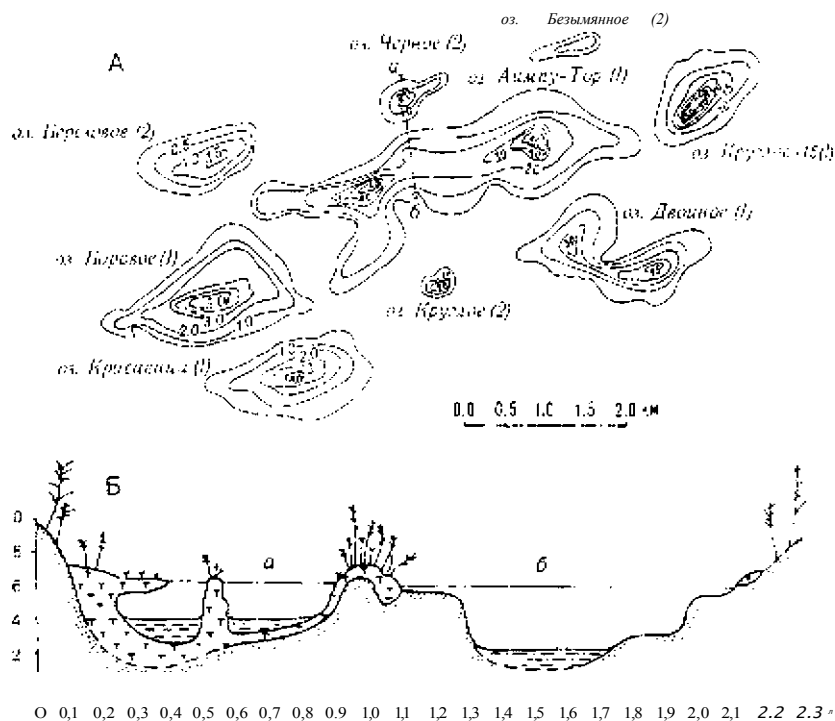


Рис. 20. Параллельно-грядовый рельеф в верховьях р. Согом (70 км к ЮЗ от г. Ханты-Мансийска).

Составили И. Л. Кузин и О. Н. Яковлев, 1988 г.

А — плановое положение голубых (1) и черных (2) озер. Б — профиль линии а-б;

а — черное озеро, б — голубое оз. Аймпу-Тор.

установлено, что более половины объема котловины черного озера занято органическими осадками (торф, сплавина, растительный детрит), которые на голубом озере практически отсутствуют. Цветность воды в черном озере 60-90°, рН 5.8-6.2; в оз. Аймпу-Тор цветность воды 0°, рН 5.0-5.6. По сообщению егеря Н. А. Витмана, в мелком черном озере обитают щука, окунь, ерш, язь, карась, чебак и другая рыба, а в более крупном и глубоком голубом озере — только окунь. Почти каждую зиму черное озеро подвергается заморам; от полного уничтожения рыбу спасают ключи свежей воды, бьющие на некоторых участках берега и дна озера. В оз. Аймпу-Тор зимних заморам не бывает. Рыба в нем, как и в других голубых озерах, гибнет летом — по утрам на некоторых участках дна регулярно появляются «пассивные» и мертвые окуни с признаками отравления. В проточных голубых озерах (Регин-То и др.) нами наблюдалась (также по утрам) мертвая рыба семейства лососевых.

Вода черных и голубых озер отличается по содержанию сульфат-иона. В черных озерах сульфатов нет или очень мало (0-3 мг/л), тогда как в голубых озерах их заметно больше — до 10-12.5 мг/л. С круговоротом серы, происходящем при участии синезеленых водорослей, и связаны аномалии рассматриваемых озер.

Синезеленые водоросли заселяют участки озерных котловин, сложенные песком, прежде всего литораль и нижнюю, наиболее увлажненную часть пляжа. Они образуют так называемый цианобактериальный мат, состоящий из двух слоев. Нижний слой представлен студенистой массой микроорганизмов сочного сине-зеленого (как минерал глауконит) цвета с погруженными в нее песчинками (толщина от 1 до 5 мм, обычно 2-3 мм). Поверх него залегает слой отмерших синезеленых и других микроскопических водорослей буровато-серого цвета, содержащих примесь алеврито-глинистого материала (толщина — до 2-4 мм). Он предохраняет живые организмы мата от яркого света и размыва.

На некоторых участках голубых озер наряду с современным (сегодняшним) наблюдается до 10-20 погребенных цианобактериальных матов, разделенных слоями чистого песка толщиной от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. С глубиной их цвет изменяется от сине-зеленого через

серый с зеленым оттенком до черного (минералы гидротроилит и пирит), бурого и охряно-желтого (минерал лимонит). Осадки имеют запах сероводорода.

Видовой состав водорослей голубых озер определяли Р. Н. Белякова, М. М. Голлербах и Н. В. Сдобникова (Лаборатория альгологии Ботанического института РАН). В количественном отношении преобладают диатомовые водоросли. Много синезеленых водорослей, наряду с которыми широко представлены (иногда с оценкой «в массе») зеленые и желтозеленые водоросли, а также бактерии (из группы железобактерий) и др.

Цианобактериальный мат — образование недолговечное. При слабом ветре его верхний слой сохраняет целостность и предохраняет нижний слой синезеленых водорослей от размыва. Однако при более сильном волнении воды в озере, особенно во время шторма, он быстро разрушается. Слагающие его микроорганизмы рассеиваются по всей массе озерной воды, которая из бесцветной становится сине-зеленой. После шторма микроорганизмы оседают на дно, образуется новый цианобактериальный мат. На тех участках озер, где вместо размыва происходит аккумуляция осадков, цианобактериальный мат заносится песком, поверх которого образуется новый мат. В результате этого на некоторых участках озер накапливается до 0,3-0,6 м песка, содержащего многочисленные слои отмерших синезеленых водорослей и продуктов их жизнедеятельности, имеющих важное значение в биогеохимической жизни голубых озер.

Для существования цианобактериального мата требуются строго определенные условия. Он развит только на тех озерах и участках озер, вода которых содержит оптимальное количество органических и серосодержащих веществ. При отсутствии или недостатке одного из этих компонентов цианобактериальный мат не образуется, аномальные явления на таких озерах не возникают. Сказанное относится как к озерам, богатым органическими веществами, но лишенным сульфатов, так и к озерам с высоким содержанием сульфатов, но с недостатком органических веществ. Синезеленые водоросли наряду с растительными используют органические вещества животного происхождения. Нами наблюдались случаи их интенсивного развития на рыбьей чешуе на тех участках голу-

бых озер, вода которых обогащена сульфатами и практически 0е содержит растительной органики.

Материалы полевых наблюдений позволяют говорить о том, что при поступлении воды, содержащей органические и сернистые вещества, в нижнем слое цианобактериального мата происходят сложные, слабо изученные пока микробиологические процессы, сопровождающиеся выделением сероводорода. Нами установлено, что под синезелеными водорослями находится гидротроилит. После отмывания водой от микроорганизмов песок из синевато-зеленого становится черным, пахнущим сероводородом. Под лупой видно, что гидротроилит обволакивает каждую песчинку. Как известно [15], этот черный пластичный минерал ($FeS \cdot nH_2O$), встречающийся в виде тонкого порошка, является природным гидрогелем, существующим в восстановительной среде. Он образуется при взаимодействии гидроокислов железа со свободным сероводородом, представляющим собой продукт метаболизма сульфатредуцирующих бактерий. При его образовании синезелеными водорослями из воды удаляются и органические вещества, к сульфаты. В результате вода обесцвечивается. Содержание сульфат-иона в ней относительно высокое, но не превышает 10-12,5 мг/л. Как уже отмечалось, сероводород и является причиной появления аномалий в рассматриваемых озерах, так как даже в небольших количествах он губительно действует на все живое. Образуюсь в слое синезеленых водорослей, он уничтожает высшую водную растительность (ее корневую систему) и животных, обитающих или добывающих корм на дне.

О сложности процессов, происходящих в цианобактериальном мате, можно судить по результатам изучения аналогичных образований в море. Важная в этом отношении работа проведена в Дании Иоргенсоном, который применил специально разработанную микроэлектродную технику, позволившую исследовать мат с разрешением около 100 мкм и измерить рН, содержание кислорода и сероводорода в разных частях. Результаты этих работ приводим в изложении Микробиолога Г. А. Заварзина [20]. Иоргенсон установил, что Микроорганизмы сообщества обладают большой способностью Л Миграции внутри мата в течение суток. Во время солнечного Дня бактерии, «образующие» кислород, поднимаются вверх, в

результате чего в верхних 15 мм мата формируется пик кислорода. Вскоре после захода солнца эти бактерии опускаются вниз, на смену им поднимаются бактерии, «производящие» сероводород. Граница смешения кислорода и сероводорода постепенно перемещается снизу вверх. Ночью кислород используется полностью, и на поверхность выходит сероводород, С восходом солнца цикл повторяется; образование кислорода останавливает выход на поверхность сероводорода, постепенно формируется пик кислорода и т. д.

Для появления и нормального функционирования цианобактериального мата, «вырабатывающего» сероводород, необходимо, чтобы и морские, и пресные озерные воды содержали серу и органические вещества в количествах, достаточных для жизнедеятельности формирующих его микроорганизмов. Как известно, в морской воде постоянно присутствуют сульфаты и отсутствуют органические вещества, тогда как в воде озер гумидной зоны содержатся органические вещества и отсутствуют сульфаты. Поэтому на морских побережьях (а также в соленых озерах) заражение придонных вод сероводородом происходит на участках впадения водотоков, приносящих органические вещества, а в пресноводных озерах на участках привноса сульфатов.

Таким образом, плановое положение и интенсивность рассматриваемых аномалий в озерах гумидной зоны определяются характером поступления в них сульфатов, хотя и распределение органических веществ по площади озер также имеет существенное значение. В крупных озерах, например, выносимые с берега органические вещества разубоживаются в больших объемах воды, поэтому условия для существования синезеленых водорослей в них неблагоприятны. Даже в небольших озерах часто ощущается недостаток органических веществ; хорошо выраженный цианобактериальный мат в них обычно приурочен к участкам впадения ручьев, приносящих болотную воду.

Голубые озера развиты не только в Западной Сибири, но и в других равнинных областях избыточного увлажнения. Они исследовались нами в бассейне Печоры (Большеземельская тундра), на Кольском п-ове, в Германии. Серосодержащие вещества в них попадают разными путями: 1) из моря; 2) при размыве морских пород и пород, содержащих сульфиды;

3) при выпадении кислотных дождей, Возможны и другие способы транспортировки серы в озера.

На низких побережьях морей встречаются пресноводные (лагунные) озера, в которые периодически попадает морская вода. Хотя по сравнению с открытыми частями Мирового океана она сильно опреснена, содержание сульфат-иона в ней достаточно высокое. Например, у ямальского берега Карского моря оно составляет 13 г/л при общей минерализации 4.4 г/л. Попадая в богатую органикой воду озер, сульфаты морской воды создают условия, благоприятные для обитания синезеленых водорослей и преобразования этих озер из черных в голубые. Такие озера обычно находятся на сниженной заболоченной поверхности лайды, отделенной от моря береговым валом. Во время шторма вал размывается и морская вода забрасывается в озера; в некоторые пресноводные озера она просачивается через песчаные отложения пляжа [81]. Такое происхождение имеют сульфаты голубых озер островов Шараповы Кошки и других участков западного побережья п-ова Ямал, на берегу Баренцева моря в Большеземельской тундре и в других районах.

Гораздо шире распространены голубые озера, в которые вносятся сульфаты морской воды, «законсервированной» в разновозрастных морских отложениях. Концентрация минеральных веществ в них зависит от солености бассейнов бывшего осадконакопления. В Западной Сибири она наиболее высока в породах палеогена и мела, отлагавшихся в морях с близкой к нормальной соленостью воды (35 г/л). Четвертичные морские осадки, имеющие широкое площадное распространение, особенно на Крайнем Севере, отлагались в сильно опресненном Полярном бассейне с невысоким содержанием сульфатов, поэтому процессы преобразования черных озер в голубые протекают здесь вяло.

Дочетвертичные морские отложения обычно перекрыты толщей пресноводных олигоценых, неогеновых и четвертичных отложений общей мощностью до 200-300 м. На дневную поверхность они выходят только на участках проявления складчатости нагнетания (глиняного диапиризма) [44, 55]. К таким участкам и приурочены голубые озера.

В осадочных породах сера обычно присутствует в сульфидной форме, преимущественно в составе аутигенного пирита.

В палеогеновых отложениях Западной Сибири содержание этого минерала достигает 80-99% от объема тяжелой фракции. В четвертичных осадках оно колеблется от 20 до 40 % в участках переотложения морских палеогеновых и более древних отложений до долей процента — в приповерхностной части разреза. В зоне выветривания под воздействием воды, кислорода и микроорганизмов сульфиды переходят в водорастворимые сульфаты, преимущественно в гипс. Этот минерал обычен для приповерхностных (0,5 м) отложений участков проявления глиняного диапиризма, где образует кристаллы размером от долей миллиметра до нескольких сантиметров. В некоторых обнажениях Нижней Оби нами описаны многочисленные пластины и друзы гипса размером до 10^{см} 15 см. Поэтому в небольших озерах и в колодцах, расположенных рядом с такими обнажениями (сопка Парны-Седэ, Тазовский п-ов; селения Самарово, Устье-Иртыша, Кеушки и др.), содержание сульфат-иона в воде достигает 120-430 мг/л.

Основная масса сульфатов в голубые озера поступает из выцветов (водных вытяжек) солей, покрывающих обнаженные морские отложения. Они имеют сложный химический состав и представляют собой светло-серого цвета пленки и корки толщиной до 2-3 мм, образующиеся в солнечную погоду. В выцветах на поверхности морских четвертичных отложений п-ова Ямал их состав следующий (на 100 г породы): сульфат-ион — 1,53 г, Na — 0,53, Ca — 0,077, Mg — 0,058, K — 0,01 г. Дождевыми водами эти соли растворяются и смываются в озера.

В зависимости от местных условий количество содержащегося в озерной воде сульфат-иона после дождя изменяется от 20-40 мг/л у устьев ручьев, размывающих сольсодержащие породы, до 5-10 мг/л — на удалении нескольких сотен метров от них. Со временем эти различия сглаживаются, а общее количество сульфат-иона в воде в результате жизнедеятельности синезеленых водорослей сокращается. После следующего дождя картина повторяется. Кроме ручьев сульфаты в озера иногда выносятся родниками, бьющими со дна, сложенного морскими породами.

Голубые озера широко распространены и в областях поверхностного залегания сульфидсодержащих пород, включая сульфидные руды. Они изучались нами на Кольском п-ове.

Морфология озерных котловин, химический состав и цвет воды, массовое распространение синезеленых водорослей и другие характеристики озер здесь такие же, как в описанных выше голубых озерах Западной Сибири. Они свидетельствуют о том, что в разных в геологическом отношении областях гумидной зоны голубые озера имеют одинаковое происхождение. Сказанное относится и к областям, в которые техногенные соединения серы переносятся по воздуху и выпадают в озера в виде кислотных дождей.

Известно, что в последние десятилетия происходит интенсивное закисление озерных вод в некоторых странах Западной Европы и Северной Америки. Его связывают с так называемыми кислотными дождями, вызванными техногенным загрязнением атмосферы кислотообразующими оксидами серы и азота. Как пишет В. К. Лесыенко [66], в Швеции почти 20 тыс. из 100 тыс. озер являются закисленными. В Норвегии кислую воду (рН 4,3) имеют 15 тыс. озер, в 70% из которых нет рыбы. В Канаде из-за высокой кислотности воды 4 тыс. озер являются мертвыми, а еще 12 тыс. озер находятся на грани гибели. Массовая гибель рыбы, связанная с высокой кислотностью воды, отмечается и во многих озерах штата Нью-Йорк (США).

Хотя причина аномалий этих озер установлена, механизм закисления воды в известных автору публикациях практически не рассматривается. Считается, что выбрасываемые в атмосферу техногенные соединения серы и азота под воздействием содержащихся в воздухе окислителей превращаются в серную и азотную кислоты, которые, попадая с дождями в озера, подкисляют воду [92]. Автор не работал на таких озерах. Однако опыт изучения аномальных озер в других областях гумидного климата позволяет считать такие объяснения закисления озер упрощенными. Действительный же механизм возникновения аномальных явлений гораздо сложнее и связан не столько с разубоживанием дождевой воды, сколько с переработкой синезелеными водорослями принесенных по воздуху соединений серы и содержащихся в озерах органических веществ.

По нашим наблюдениям, подкисляющие воду «реагенты» находятся не в самой озерной воде, а в воде донных осадков, подстилающих цианобактериальный мат и содержащих

отмершие (погребенные) слои синезеленых водорослей. Как уже отмечалось, жизнедеятельность синезеленых водорослей сопровождается образованием гидротроилита — крайне неустойчивого минерала, который быстро переходит в пирит, а затем в лимонит. Присыпки этих минералов покрывают все песчинки в слоях погребенных цианобактериальных матов и окрашивают их в черный и разной интенсивности бурый и желтый цвета. Процессы геохимических преобразований этих серо- и железосодержащих минералов и являются причиной подкисления заключенной в них воды. Как показали анализы, по сравнению с озерной водой (рН 4.6-6.9) вода, содержащаяся в донных осадках, более кислая (рН 4.0-4.5). Сказанное относится к голубым озерам областей распространения не только осадочных, но и изверженных и метаморфических пород. В частности, такая картина наблюдается на оз. Портлубол и соседних с ним голубых озерах, расположенных в северной части Кольского п-ова, в поле распространения кристаллических пород. Ширина литорали на них изменяется от нескольких метров до 150-200 м при мощности песка, содержащего погребенные цианобактериальные маты, от 30-60 см у берега до 5-10 см — на границе с профундалью. В воде донных осадков водородный показатель составляет 4.0-4.5, а в озерной воде — 6.0-6.3. Вне донных осадков голубых озер такая кислая вода (рН 3.5-4.5) в этом районе содержится только в небольших озерках-лужах, расположенных на поверхности торфяников, где ее цветность достигает 250-300°.

Образуясь в слоях погребенных синезеленых водорослей, кислая вода периодически смешивается с озерной водой. Это происходит во время сильных ветров, когда содержащиеся в донных осадках взбалтываются до основания. Однако сильного подкисления озерной воды обычно не наблюдается, так как содержащиеся в ней гидрокарбонаты нейтрализуют кислую реакцию. В голубые озера гидрокарбонаты обычно поступают вместе с сульфатами: в воде ручьев их содержание колеблется от 18.3 до 305.5 мг/л. В воде голубых озер оно изменяется от 4-6 до 10-20 мг/л. Поэтому водородный показатель озерной воды редко опускается ниже 5.0 и близок к таковому в черных озерах. В голубых озерах Тазовского п-ова, например, водородный показатель изменяется от 4.6 до 6.2 (при средних значениях 5.3 по 18 пробам), а в черных озерах — от 4.6 до 6.6

(при средних значениях 5.4 по 20 пробам). В районе г. Хан-Мансийска средние значения водородного показателя в голубых и черных озерах соответственно составляют 5.8 и 5.9. В бассейне р. Коротаиха (Большеземельская тундра) они составляют в голубых озерах (по 15 пробам) 6.4, а в черных (по 16 пробам) — 6.1. И в голубых (по 32 пробам), и в черных (по 4 пробам) озерах Кольского п-ова средние значения водородного показателя воды одинаковые — 6.2.

При отсутствии или низком содержании гидрокарбонатов кислотность воды в голубых озерах резко возрастает и приближается к кислотности воды, заключенной в донных осадках. Возможно, такой механизм закисления воды имеет место в аномальных озерах Западной Европы и Северной Америки.

Бедность растительного и животного мира закисленных озер обычно объясняется губительным воздействием перенесенных по воздуху тяжелых металлов, особенно алюминия [92]. Не отрицая в целом возможного вредного влияния тяжелых металлов, главной причиной гибели живых организмов в этих, как и в других аномальных озерах гумидной зоны, автор считает сероводородное заражение.

Голубые озера находят отражение на аэро-и космоснимках, что позволяет быстро и уверенно картировать их. При достаточном опыте работы со снимками можно выделять озера с разной степенью проявления аномальных явлений, а сопоставление современных и старых (30-50-летней давности) снимков дает возможность определить тенденции в развитии создавших их процессов. Поэтому голубые озера могут быть использованы при решении следующих практических задач.

1. Поиски и картирование морских отложений в заболоченных и заозерекных районах распространения пресноводных осадков.

Поиски залежей нефти и газа. Как уже отмечалось, на дне озер часто образуются специфические формы микрорельефа - воронки взрыва диаметром от долей метра до 10-15 м. Они хорошо видны с воздуха через прозрачную воду голубых озер. Причиной взрывов, возможно, является гремучий газ, образующийся при смешении воздуха, находящегося в донных осадках зоны аэрации, с метаном, когда его содержание достигает 4%. Изотопный анализ гелия и углерода показал, что в пробах газа, отобранных из воронок взрыва голубых

озер разных районов, содержится метан, имеющий как глубинное, так и поверхностное происхождение. Появление глубинного метана в пробах связано с его миграцией из залежей в меловых отложениях на тех участках, где глиняная крышка нарушена процессами диапиризма [34, 48]. Более широко в донных осадках голубых озер представлен поверхностный метан, образующийся из поступающего с берегов растительного детрита. Его выходы на поверхность также могут сопровождаться образованием воронок взрыва.

Дешифрование снимков позволило среди ста с лишним тысяч черных озер Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (без п-овов Ямал и Гыданский) установить около тысячи голубых озер. Сопоставление показало, что 58% из них расположено над месторождениями нефти и газа, 20% — над выявленными, но не разбуренными локальными поднятиями, а 22% — в слабо изученных сейсморазведкой и бурением районах. Приуроченность многих голубых озер к месторождениям нефти и газа обусловлена их связью со складчатостью нагнетания (выходами на поверхность соль-содержащих морских пород), которая в искаженном виде отражает плановое положение глубинных структур с содержащимися в них скоплениями углеводородов [44]. Эти данные легли в основу разработанного автором дистанционного метода поисков залежей нефти и газа [46].

3. Поиски месторождений сульфидных руд. Как отмечалось выше, в областях распространения кристаллических пород источниками серы для голубых озер являются сульфиды. В породе они обычно находятся в виде небольших включений и только в редких случаях образуют рудные тела. Наши исследования показали, что в озерах аномалии, обусловленные как рассеянными сульфидами, так и рудными телами, практически идентичны. Различия так незначительны, что выявить их на снимках очень трудно. Однако эти трудности преодолимы и применение «метода голубых озер» с целью поиска рудных месторождений, особенно в районах с сильной заболоченностью и заозеренностью, может дать положительный результат. Об этом свидетельствует наш опыт. Перед тем как заключить договор по опробованию этого метода на Кольском п-ове, руководство поисково-съёмочной экспедиции предложило автору по снимкам найти законсервированное

месторождение на берегу озера в районе распространения девственных болот и лесов. Автор нашел это озеро среди многочисленных черных озер и указал участки расположения рудных тел.

4. Решение экологических задач. Самой важной из них является снижение вредного влияния аномальных явлений «а растительный и животный мир озер. Как уже отмечалось, аномалии возникают на тех озерах, где органические вещества и сульфаты содержатся в количествах, достаточных для нормальной жизнедеятельности синезеленых водорослей. Чтобы не допустить появления таких аномалий, нужно сократить поступление в озера одного из указанных компонентов. Так как высокое содержание органических веществ в поверхностных водах является характерной особенностью областей гумидного климата, для большей части этой территории усилия должны быть направлены на изоляцию вод, приносящих в озера сульфаты. Однако аномальные озера Западной Европы и Северной Америки характеризуются более мощным поступлением серосодержащих веществ, которые, возможно, имеют два источника — из местных пород и из принесенных издалека по воздуху техногенных выбросов. Если подтвердится наше предположение о подкисленных озерах этих регионов как о разновидности описываемых голубых озер, то наряду с применяемой сейчас нейтрализацией воды путем добавления в нее известки можно будет использовать другой способ борьбы с негативными явлениями. Чтобы сохранить наиболее ценные из распространенных здесь озер, надо отвести от них водотоки, вносящие большое количество органических веществ, и тем самым лишить сообщества синезеленых водорослей условий для их нормального существования.

Установленное автором явление изменения химического состава и цвета воды в озерах, их фауны и флоры, связанное с жизнедеятельностью синезеленых водорослей, имеет планетарный характер. Оно присуще озерам, обогащенным органическими и серосодержащими веществами. Наиболее часто это явление наблюдается в областях гумидного климата, поверхностные воды которых обогащены органикой.

**ВЛИЯНИЕ НОВЕЙШИХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
НА ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА**

В последнее время наблюдается чрезмерное увлечение новейшими движениями земной коры. Если еще несколько десятилетий назад этих движений вообще не признавали, то в настоящее время наблюдается другая крайность — их возводят в ранг всемогущего фактора рельефо- и осадкообразования. Сейчас уже никто не возражает против того, что молодые тектонические движения существуют, что они в той или иной мере влияют на развитие рельефа и формирования осадков. Однако это не значит, что все недостаточно выясненные вопросы неоген-четвертичной истории какого-либо региона следует относить на счет только новейшей тектоники. Сказанное прежде всего относится к платформенным областям, в том числе и к Западно-Сибирской равнине, где, судя по геолого-геоморфологическим данным некоторых исследований, тектонические структуры буквально растут на глазах.

Влияют ли новейшие тектонические движения на характер эрозионной деятельности рек и приводят ли они к заметным изменениям высот водоразделов?

Если рассматривать только качественную сторону этих движений, то следует говорить о том, что они выражены в рельефе. Формирование рельефа началось в плиоцене, когда озеро-море стало покидать регион. На вышедшей из-под воды равнине была заложена современная гидрографическая сеть. В процессе длительного блуждания реки с участков молодых поднятий постепенно «скатывались» в прогибающиеся зоны, поэтому положительным структурам в современном рельефе часто соответствуют водоразделы, а отрицательным долины рек. Так как многие тектонические поднятия являются унаследованными, в рельефе находят отражение структурные формы, выраженные не только в кайнозойских, но и в мезо-

зойских отложениях. На карте, составленной В. М. Ивановым и А. И. Коржевичем (Ханты-Мансийский геофизический институт, 1978 г.) (рис. 21) видно, что в рельефе бассейна р. Полуй зонам поднятий по верхнеюрскому горизонту Б соответствуют водоразделы (тундровые участки), а зонам погружений — долины рек (залесенные участки). Почти полное соответствие рельефа и структур наблюдается на участках Средне-Хулымского поднятия, Лак-Юганской зоны поднятий и Ай-Юганского прогиба. Локальные поднятия малых размеров такого явного соответствия в рельефе не находят и отображаются заливообразными незамкнутыми повышенными участками,

Если же к вопросу о выраженности новейших тектонических движений в рельефе подходить с количественной стороны, то можно определенно сказать, что гипсометрически эти

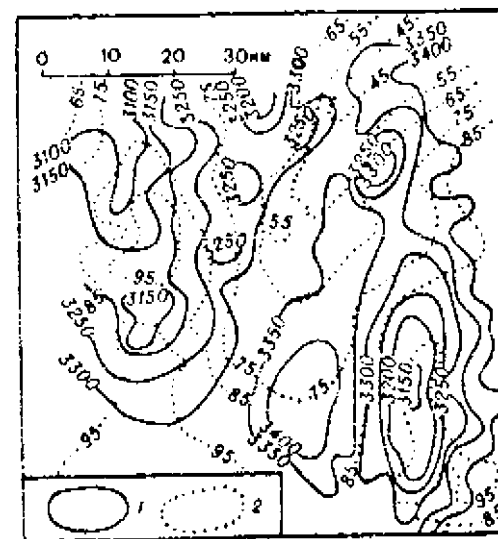


Рис. 21. Схема сопоставления структурного плана по отражающему горизонту «Б» с рельефом дневной поверхности (водораздел Сухого Полуя и Хейги-Яхи).

С.-Лни-ш в М Иванов и А. И Коржевич, ХМГТ Главтюменьгеологии, 1978.

1 — лаогипсы отражающего горизонта Б (верхняя юра); 2 — изолинии Рельефа, дневной поверхности (метры над уровнем моря).

не четвертичного периода. Наряду с морфоструктурами, на схеме показаны и структуры осадочного чехла, установленные к тому времени буровыми работами и сейсмопрофилированием — Самотлорское, Вахское, Северное (Охтеурьевское; и другие поднятия; на некоторых из них открыты месторождения нефти (Самотлорское и др.). Как не связанные со структурно-геоморфологическими исследованиями, они были исключены нами из рассмотрения. Сопоставление же морфоструктур Л. К. Зяtkовой со структурной картой Главтюменьгеологии показало, что ни одна из них не совпадает со структурами, установленными сейсморазведкой и бурением.

Большой объем структурно-геоморфологических исследований в центральной части равнины был выполнен В. Б. Полкановой. Как и Л. К. Зяtkова, в качестве показателей новейших поднятий она использовала различные элементы ландшафта, выраженные на аэроснимках и топографических картах [75, 76]. Ею анализировались: степень меандрирования и продольные профили рек, останцовые формы рельефа, реликты древней гидрографической сети, сквозные долины, перехваты, участки осушенных болот и озерных котловин (без следов спуска воды), сужения речных долин и террас, вертикальная расчлененность рельефа и некоторые другие. Как и Л. К. Зяtkова, В. Б. Полканова изучала аллювий низких террас.

На составленной В. Б. Полкановой карте показано 23 морфоструктуры. Сопоставление этой карты со структурной картой Главтюменьгеологии показало следующее. Одиннадцать «локальных поднятий» В. Б. Полкановой (47,8%) оказались «пустыми» — в их контуры не попали ни положительные, ни отрицательные структуры, установленные детальными работами. Пять «локальным поднятиям» (21,8%) в плане соответствуют отрицательные структуры; в пределах шести «локальных поднятий» (26,1%) находятся как положительные, так и отрицательные структуры. И только одному «локальному поднятию» (4,3%) в плане соответствует положительная структура, установленная детальными работами. Однако эта структура (Угутское поднятие) была известна до начала работ по структурной геоморфологии.

В. Б. Полканова считает, что «около 80% локальных структур, известных по геолого-геофизическим данным.

находит выражение в особенностях рельефа и ландшафта, в условиях залегания новейших отложений», поэтому уверенно выявляется методами структурной геоморфологии [76, с. 5]. Однако никаких конкретных материалов, подтверждающих высокую эффективность ее работ, автор не приводит. Наши же сопоставления карт показывают, что никакой связи морфоструктур с тектоническими структурами нет.

Разработкой теоретических и методических вопросов структурной геоморфологии на протяжении многих лет занимался А. Н. Ласточкин [62, 63, 64]. Им составлена Морфоструктурная карта севера Западной Сибири, на которой выделено большое количество положительных и отрицательных морфоструктур первого, второго и третьего порядков [63]. Со структурной картой Главтюменьгеологии нами сопоставлялись только положительные морфоструктуры второго и третьего порядков А. Н. Ласточкина. Некоторые из них находятся на п-ове Ямал — Мордьяхинский и Сабьяхинский валы, Сабеттаяхинское, Тиутейское и Венуйяхинское локальные поднятия. Ни одна из этих морфоструктур не совпадает со структурами, установленными сейсморазведочными и буровыми работами. Не подтвердились и другие морфоструктуры. Мамонтовскому «валу» и Пайсятскому «куполовидному поднятию» на структурной карте Главтюменьгеологии соответствуют прогибы. Кожартукское, Верхне-Худосейское и Баихинское «поднятая» находятся в пределах Пакулихинской моноклинали — надиорядковой структуры, охватывающей все левобережье нижнего течения Енисея. Никаких более мелких положительных структур детальными работами здесь не установлено. Как самостоятельная структура второго порядка не выделяется и Верхне-Надымский вал. Не нашли подтверждения даже самые крупные из установленных А. Н. Ласточкиным морфоструктур, поперечник которых достигает 100–150 км (структуры первого порядка). Отсутствует Туруханский мегапрогиб, он попадает в пределы Пакулихинской моноклинали. Часельский свод совпадает с южной частью меридионально вытянутого Пурского мегапрогиба. Нядаяхинский свод находится в центральной, наиболее глубокой части Большедехетской мегавпадины. На тектонической карте отсутствуют также структуры, соответствующие выделенным

не четвертичного периода. Наряду с морфоструктурами, л схеме показаны и структуры осадочного чехла, установленные к тому времени буровыми работами и сейсмопрофилер, ванием — Самотлорское, Вахское, Северное (Охтеурьевское) и другие поднятия; на некоторых из них открыты месторождения нефти (Самотлорское и др.). Как не связанные со структурно-геоморфологическими исследованиями, они были исключены нами из рассмотрения. Сопоставление же морфоструктур Л. К. Зяtkовой со структурной картой Главтюменьгеологии показало, что ни одна из них не совпадает со структурами, установленными сейсморазведкой и бурением.

Большой объем структурно-геоморфологических исследований в центральной части равнины был выполнен В. Б. Полкановой. Как и Л. К. Зяtkова, в качестве показателей новейших поднятий она использовала различные элементы ландшафта, выраженные на аэроснимках и топографических картах [75, 76]. Ею анализировались: степень меандрирования и продольные профили рек, останцовые формы рельефа, реликты древней гидрографической сети, сквозные долины, перехваты, участки осушенных болот и озерных котловин (без следов спуска воды), сужения речных долин и террас, вертикальная расчлененность рельефа и некоторые другие. Как и Л. К. Зяtkова, В. Б. Полканова изучала аллювий низких террас.

На составленной В. Б. Полкановой карте показано 23 морфоструктуры. Сопоставление этой карты со структурной картой Главтюменьгеологии показало следующее. Одиннадцать «локальных поднятий» В. Б. Полкановой (47,8%) оказались «пустыми» — в их контуры не попали ни положительные, ни отрицательные структуры, установленные детальными работами. Пяти «локальным поднятиям» (21,8%) в плане соответствуют отрицательные структуры; в пределах шести «локальных поднятий» (26,1%) находятся как положительные, так и отрицательные структуры. И только одному «локальному поднятию» (4,3%) в плане соответствует положительная структура, установленная детальными работами. Однако структура (Угутское поднятие) была известна до начала работ по структурной геоморфологии.

В. Б. Полканова считает, что «около 80% локальных структур, известных по геолого-геофизическим данным»

выражение в особенностях рельефа и ландшафта в условиях залегания—новейших поднятий», поэтому уверенно выявляется методами структурной геоморфологии

однако никаких конкретных материалов, подтверждающих высокую эффективность ее работ, автор не приводит. Наши же сопоставления карт показывают, что никакой связи между морфоструктурами — тектоническими поднятиями нет.

Разработка теоретических и методических вопросов структурной геоморфологии на протяжении многих лет занимался А. И. Ласточкин [62, 63, 64]. Им составлена Морфоструктурная карта севера Западной Сибири, на которой выделено большое количество положительных и отрицательных морфоструктур первого, второго и третьего порядков [63]. Со структурной картой Главтюменьгеологии нами сопоставлялись только положительные морфоструктуры второго и третьего порядков? А. Н. Ласточкина. Некоторые из них находятся на полуострове Ямал — Мордыяхинский и Сабьяхинский валы, Сабеттаяхинское, Тиутейское и Венуяхинское локальные поднятия. Ни одно из этих морфоструктур не совпадает со структурами, условленными сейсморазведочными и буровыми работами. Не подтвердились и другие морфоструктуры. Мамонтовскому «валу» и Пайсытскому «куполовидному поднятию» на структурной карте Главтюменьгеологии соответствуют прогибы. Кожартукское, Верхне-Худосейское и Баихинское «поднятия» находятся в пределах Пакулихинской моноклинали — «адиорядковой структуры, охватывающей все левобережье нижнего течения Енисея. Никаких более мелких положительных структур детальными работами здесь не установлено. Климатическая структура второго порядка не выявлена. Верхне-Надымский вал. Не нашли подтверждения. Даже такие крупные из установленных А. Н. Ласточкиным морфоструктур, поперечник которых достигает 100 км (Кийский — Урь: первого порядка). Отсутствует Туруханват, он попадает в пределы Пакулихинской моноклинали — ас-./ьский свод совпадает с южной частью мегавпадины — тянутого Пурского мегавпадина. Нядаяхинское поднятие в центральной, наиболее глубокой части мегавпадины. На тектонической карте также структуры, соответствующие выделенным

А. Н. Ласточкиным Водораздельному мегавалу и Толькинскому мегапрогибу.

Таким образом, проведенное нами сопоставление карт и, казалось, что выделенные разными авторами в разных районах Западной Сибири морфоструктуры не совпадают в плане с реально существующими структурами осадочного чехла. Поэтому, вопреки утверждениям Л. К. Зятьковой, А. Н. Ласточкина и В. Б. Полкановой, следует говорить не о высокой, а о нулевой эффективности их многолетних работ.

В чем причина полной неудачи применения методов структурной геоморфологии при решении конкретных задач? Таких причин, по нашему мнению, несколько и все они связаны с очень слабым обоснованием этих методов. Для того, чтобы по формам рельефа можно было судить о структурах осадочного чехла, надо хорошо знать механизм образования тех и других. Без полного обоснования «работоспособности» этих главных компонентов структурной геоморфологии нельзя всерьез рассчитывать на успех. К сожалению, в работах названных, как и других специалистов морфоструктурного анализа, такие обоснования практически отсутствуют. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

О том, что движения земной коры влияют на формирование рельефа, известно давно. Ими предопределены плановое положение и морфология материков и океанов, гор и равнин, водоразделов и речных долин. Однако с уменьшением размеров форм рельефа проявление тектонической составляющей в их облике все более заслоняется чертами экзогенного происхождения. Особенно отчетливо это проявляется в платформенных областях, где тектонические движения слабы и мало контрастны. В пределах Западно-Сибирской плиты породы кристаллического фундамента перекрыты мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, а амплитуды глубинных структур закономерно уменьшаются вверх по разрезу осадочного чехла. Прирост амплитуд структур за неоген-четвертичное время составляет здесь метры или (редко) один-два десятка метров. На долю же четвертичных движений, с которыми специалисты морфоструктурного анализа связывают образование рельефа, приходится только доли метра или, в лучшем случае, несколько метров [54]. Поэтому в рельефе не всегда выражены даже крупные структуры осадочного чехла.

фокальные же поднятия, являющиеся объектами поисков методами структурной геоморфологии, за редким, исключением рельефообразование вообще не оказали никакого влияния.

При разработке своих методов специалисты морфоструктурного анализа полагали, что все развитые в осадочном чехле структуры имеют глубинную природу. В действительности как было показано выше, наряду с глубинными здесь широко распространены и внутричехольные структуры. Их образование связано с пластическими дислокациями глинистых пород. Оки представляют собой дисгармоничные складки нагнетания и диапиры, очень широко развитые в палеогеновых и меловых отложениях. В верхних горизонтах осадочного чехла амплитуды структур этого типа достигают нескольких сотен метров. Как было показано выше, на многих участках равнины эти структуры выражены в рельефе и на аэро- и космоснимках в виде так называемого параллельно-рядового рельефа, отражающего простирание выведенных с большой глубины сложно дислоцированных палеогеновых и меловых пород. Таким образом, на формирование структурного плана осадочного чехла плиты оказали влияние разные типы тектонических движений. Однако, ни малоамплитудные глубинные, ни высокоамплитудные внутричехольные движения и созданные ими структуры не нашли никакого отражения на картах, составленных специалистами морфоструктурного анализа.

Как указывалось выше, решающее влияние на осадочно-рельефообразование региона оказали не движения земной коры, а неоднократные в позднем кайнозое эвстатические изменения уровня Мирового океана. С ними связана выработка лестницы морских, озерно-морских и речных террас, от самых древних до современных. Поверхности террас осложнены формами мезо-и микрорельефа. Их образование связано с экзогенными и эндогенными процессами, в том числе и с глубинными движениями земной коры. Вычленив из всего Многообразия рельефообразующих факторов слабые глубинные движения — задача очень сложная. Специалисты морфоструктурного анализа эту проблему решили просто: практически все происходящее на дневной поверхности они объясняют — тектоническими движениями. Результатами такого

упрощенного подхода к решению сложных геологических задач и явились составленные ими карты морфоеструктур. Они показали структуры там, где их нет. И не только показали, но и описали детали проявления тектонических движений, якобы создавших эти не существующие структуры. Применяя «быстрые и дешевые» методы структурной геоморфологии без дорогостоящих буровых и геофизических работ, они «восстановили» всю сложную историю геологического развития района. Например, применение разработанных Л. К. Зяtkовой методов морфоструктурного анализа «дало возможность автору судить об активности современных поднятий, об их характере и продолжительности, позволило выявить частные и общие особенности неотектоники структур; выяснить, в какой мере элементы морфоструктуры и неотектоники центральных районов Западной Сибири отражают строение глубинных тектонических структур» [28, с. 3]. Однако, как было показано выше, все структурные построения и, следовательно, палеотектонические реконструкции Л. К. Зяtkовой, как и ее коллег, ошибочны.

Главной причиной неудач морфоструктурного анализа явились ошибки в определении генезиса рельефа, в привлечении в качестве показателей новейших поднятий форм рельефа, не связанных с движениями земной коры. К этому выводу мы пришли в результате сопоставления планового положения форм рельефа, использованных при морфоструктурных построениях, со структурной картой осадочного чехла плиты. Кроме автора в работе принимали участие сотрудники Ханты-Мансийской Картографической партии Главного геологического управления Н. Ф. Астафьев, Т. С. Брызгалова, Т. К. Козлова, Л. А. Петрова и Н. Е. Рогожникова (И. Л. Кузин и др., 1977 г.).

С участками новейших поднятий указанные авторы связывают образование так называемых реликтов древней гидрографической сети, перехватов и сквозных долин. Сопоставление со структурной картой не подтверждает их тектонической обусловленности. Развитые на водоразделах, эти долинообразные формы рельефа расположены как над положительными, так и над отрицательными структурами осадочного чехла, поэтому их нельзя использовать при морфоструктурных построениях,

Показателями тектонических движений считаются также участки осушенных болот и озерных котловин. Они имеют очень широкое площадное распространение в разных районах Западной Сибири, от Заполярья до крайнего юга. Их плановое положение не зависит от положения структур осадочного чехла. Они являются реликтами гидрографической сети времени голоценового климатического оптимума, когда обводненность региона была гораздо больше современной. Эти ландшафтные образования также нельзя считать индикаторами локальных поднятий.

Ошибочны и объяснения тектонической обусловленности течения болот. Если центры растекания болот трактовать как участки современных поднятий, то окажется, что на многих площадях под каждым из многочисленных водоразделов, в том числе очень мелких, находятся положительные структуры. Тогда зачем для выявления антиклинальных складок приутоплять громоздкий аппарат структурно-геоморфологический, исследований — надо просто оконтурить все местные водоразделы и рекомендовать их для постановки геолого-геофизических работ. На самом же деле картина соотношения форм рельефа и структур осадочного чехла плиты гораздо сложнее. Как установлено детальными работами, многие локальные поднятия находятся в пределах современных речных долин, а впадины — на водоразделах. Поэтому течение болот не может служить индикатором поднятий там, где эти поднятия не выражены в рельефе.

важная роль при морфоструктурных построениях отводится определению степени меандрирования рек и выявления аномалий их продольного профиля. Однако и эти хрестоматийные показатели локальных поднятий таковыми не являются. Нами были подсчитаны коэффициенты извилистости 75 рек центральной части равнины, пересекающих как положительные, так и отрицательные структуры. Оказалось, что и на поднятиях, и во впадинах коэффициенты извилистости рек практически одни и те же. Ранее аналогичные результаты были получены нами, Ю. А. Воскресенской и И. В. Рейниным по рекам севера Западной Сибири (Н. Г. Чочиа и др., 1960 г.). Поэтому коэффициенты извилистости рек нельзя использовать при поисках структур,

Анализ продольных профилей рек основан на предположении, что их формирование зависит не только от гидрологического режима водотока, литолого-петрографических особенностей размываемых пород, но и, главным образом, от режима тектонических движений. Считается, что зоны аномальных уклонов соответствуют в плане антиклинальным складкам.

Выявление участков с аномальными значениями падений также проводилось на 75 реках, пересекающих как положительные, так и отрицательные структуры. В расположении аномалий никаких закономерностей не установлено. Больше того, на некоторых активных в новейший тектонический этап положительных структурах аномалии в продольных профилях вообще не выявлены. Из этого следует, что главной причиной, вызвавшей появление аномальных зон падений на реках, является не тектонический, а, по-видимому, литолого-петрографический и, в меньшей степени, гидрологический факторы. Материалы полевых наблюдений указывают на то, что изменения в уклонах рек обычно связаны с выходами в их руслах трудно размываемых глинистых пород и со скоплениями крупнообломочного материала; часто они наблюдаются на участках размыва мореноподобных и других отложений, содержащих гальку и валуны.

Приведенные материалы дают основание утверждать, что так называемые геоморфологические показатели новейших поднятий, использованные Л. К. Зятьковой и В. Б. Полкановой в разработанных ими методах морфоструктурного анализа, таковыми не являются. Ни теоретически, ни эмпирически их тектоническая природа не доказана, поэтому и выделенные по ним морфоструктуры не подтвердились детальными сейсморазведочными и буровыми работами.

Теоретически и эмпирически необоснованными являются и структурно-геоморфологические методы, разработанные А. Н. Ласточкиным. Они основаны на ошибочном допущении, что в образовании как крупных, так и мелких форм рельефа определяющими являются тектонические движения. «Морфометрические построения следует проводить, полагая, что они отражают только тектонический фактор, а экзогенные силы имеют равное значение в пределах какой-либо территории с однородными физико-географическими условиями» [62, с. 34]. Далее, при обосновании методики построения

карт базисных поверхностей с использованием данных по продольным профилям мелких водотоков, он пишет: «можно считать, что различия в уклонах продольных профилей однопорядковых рек обусловлены разными по интенсивности и знаку тектоническими движениями. Это обстоятельство и позволяет выявлять тектонические структуры по картам ба-
ГА9 УЛЛ.

Этот вывод не соответствует фактическому материалу, полученному сейсморазведкой и бурением. Как указывалось выше, даже у наиболее активных глубинных структур регистрируются амплитуды за четвертичный период не превышающие долей метра или нескольких метров, тогда как перечисленные эти структуры составляют десятки километров. Такие малоамплитудные и малоcontrastные тектонические движения не могли привести к образованию мелких форм рельефа и к изменению продольных профилей водотоков. Разработанные А. Н. Ласточкиным методы морфоструктурного анализа использовались им в течение многих лет. За это время на севере Западной Сибири был получен большой объем информации о структурном плане осадочного чехла и характере создавших его тектонических движений. Однако новые геолого-геофизические данные не внесли никаких поправок в методы структурно-геоморфологических исследований. «Для оценки тектонических движений необходимо... провести морфоструктурный анализ таким образом, чтобы воздействие нетектонических факторов на анализируемые характеристики можно было считать равными на всей исследуемой площади» [65, с. 170]. Принципиальные ошибки в теоретическом обосновании методов привели к ошибкам в морфоструктурных построениях, что и было установлено детальными работами.

Таким образом, в работах разных специалистов морфоструктурного анализа наблюдаются одни и те же ошибки. Они связаны с отсутствием достоверных данных о происхождении форм рельефа, используемых при поисках локальных структур. Среди многочисленных публикаций Л. К. Зятьковой, А. П. Ласточкина и В. Б. Полкановой нет ни одной, посвященной собственно рельефу. Изучение конкретных его форм, распределение роли экзогенной и эндогенной составляющих в образовании подменено механистическим расчленением

отображения рельефа на аэроснимках и топографических картах на составные части, которым заранее отведена роль показателей новейших тектонических поднятий. Важность всестороннего изучения тектонического развития района и условий образования рельефа понимают и авторы рассматриваемых работ. «Необходимо проводить; детальный анализ истории развития тектонических структур в мезозойско-кайнозойское время; анализ взаимосвязей региональных и локальных тектонических движений в палеоген-неогеновое время и их влияние на формирование современного рельефа; необходимо выяснить, каким образом унаследуются в структурном плане мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты структура фундамента, а также как влияют новейшие тектонические движения на условия формирования и миграцию залежей нефти и газа» [29, с. 13]. Однако эти правильные суждения не подкреплены делами, таких сведений в работах Л. К. Зятьковой, как и ее коллег, нет. Больше того, в книгу 1979 г. раздел «Геоморфологические особенности локальных структур» практически дословно переписан из книги, изданной ею в 1961 г. В ней даже не упомянуто, что за годы, разделяющие издание двух указанных монографий по структурной геоморфологии Западной Сибири (1961-1979 гг.), здесь выполнен большой объем геофизических и буровых работ, составлены детальные структурные карты по разным горизонтам осадочного чехла, выявлены закономерности развития структур — все геологические сведения переписаны ею из старой книги, изданной еще тогда, когда район был слабо изучен.

В публикациях Л. К. Зятьковой, А. Н. Ласточкина и В. Б. Полкановой отсутствуют сведения: 1) на каких достоверно установленных локальных поднятиях отрабатывались методы морфоэктруктурного анализа; 2) какие из морфоэктруктур, рекомендованных ими для постановки геолого-геофизических работ, были впоследствии подтверждены этими работами. Без таких данных нельзя оценить эффективность проведенных исследований. Тем не менее, начиная с первых дней морфоэктруктурных исследований и на протяжении многих лет названные авторы голословно утверждали, что разработанные ими методы высоко эффективны и их следует широко использовать в комплексе геолого-поисковых работ на нефть и

газ. Через двадцать с лишним лет после начала работ по структурной геоморфологии Л.К.Зятькова, например, пишет: «Выведенные автором геолого-геоморфологические критерии поисков локальных структур в Западной Сибири нашли прямое отражение в практических исследованиях при поисках локальных структур, перспективных в нефтегазоносном отношении. Некоторые локальные структуры, ранее выделенные по геоморфологическим признакам, были подтверждены геолого-геофизическими исследованиями. Поэтому предлагаемые методы (переписанные из книги, изданной в 1961 г. — И. К.) могут быть рекомендованы при нефтепоисковых работах в аналогичных условиях» [29, с. 145]. Аналогичные предложения содержатся и в работах В. Б. Полкановой. Вопреки фактам она утверждает, что 70-85% установленных ею морфоэктруктур подтверждены сейсморазведкой и бурением. Поэтому она рекомендует использовать их при поисках структур в слабо изученных районах.

Еще дальше в рекомендации своих методов пошел А. И. Ласточкин. Как якобы хорошо зарекомендовавшие себя на суше разработанные им методы морфоэктруктурного анализа он сам применил на морском шельфе. «При разработке и применении методов морфоэктруктурного анализа на шельфе следует шире использовать результаты методических исследований на суше. . . Опыт проведения структурно геоморфологических исследований свидетельствует о том, что наиболее эффективными являются теоретически обоснованные методы морфоэктруктурного анализа» [65, с. 7]. Методы, разработанные и примененные им самим на севере Западной Сибири, А. Н. Ласточкин, вопреки фактам, считает теоретически обоснованными и высоко эффективными, поэтому широко использовал их при изучении структурного плана шельфовых областей. Проведенный им морфоэктруктурный анализ шельфа основан на ошибочном положении, что тектонические движения и созданные ими структуры выливаются в мелких формах рельефа морского дна. «Высокая эффективность» структурно-геоморфологических исследований А. Н. Ласточкина на суше была показана выше; «эффективность же его структурных построений на шельфе следует оценить потомки, когда там будет выполнен достаточный для этого объем детальных работ.

Создается впечатление, что Л. К. Зятькова, А. Н. Ласточкин и В. Б. Полканова структурно-геоморфологические исследования представляют себе не как средство повышения эффективности геолого-поисковых работ на нефть и газ, а как самоцель, как способ, позволяющий на протяжении многих лет заниматься надуманными теоретическими и методическими разработками, нисколько не заботясь об их практической отдаче. По рассматриваемой тематике ими опубликовано большое количество статей и монографий, защищены диссертации. Однако, как свидетельствуют данные сейсмозведки и бурения, научная и практическая значимость этих работ равна нулю.

Оторванность теоретических построений от конкретного фактического материала, их ошибочность видны в определении самого понятия «морфоструктура» — главного объекта структурно-геоморфологических исследований. По А. Н. Ласточкину, морфоструктура представляет собой «часть земной поверхности, в пределах которой абсолютные и относительные высоты (глубины), особенности морфоструктурных форм и их элементов, а также рельефообразующих отложений указывают на знак и интенсивность ее перемещений относительно соседних морфоструктур» [64, с. 22]. Как большое научное достижение такое определение морфоструктуры отмечено А. К. Ласточкиным в докторской диссертации, посвященной морфоструктурному анализу суши и моря. Иное определение термина у Л. К. Зятьковой. Вслед за И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым, она считает, что «морфоструктура — это тектонически обусловленный, исторически сложившийся элемент рельефа земной коры» [29, с. 11]. Близкое этому определение у В. Б. Полкановой: «Под термином морфоструктура мы понимаем комплексы форм рельефа (ландшафта в целом) и геологической структуры, исторически связанные в единое целое общностью развития на протяжении геоморфологического этапа» [76, с. 65]. Не трудно заметить, что, хотя определения термина у разных авторов разные, их объединяет одно — в пределах «морфоструктур» детальные работы не выявили структур осадочного чехла плиты.

В заключение следует сказать, что эта глава представляет собой слегка переработанную статью «Эффективность структурно-геоморфологических исследований при поисках

участков новейших тектонических поднятий», написанную в 1980 г. для журнала «Геоморфология». Критическая по содержанию, она не была напечатана, так как в ней, по мнению члена редколлегии журнала С. К. Горелова, написавшего отрицательный отзыв, критикуются не столько построения западно-сибирских специалистов морфоструктурного анализа, сколько результаты работ Института географии АН СССР. Этот институт, как отмечалось выше, является организатором и идейным руководителем структурно-геоморфологических исследований в стране. Его сотрудники на протяжении многих лет занимались разработкой «быстрых», «дешевых» и «эффективных» методов изучения структурного плана земной коры, прежде всего нефтегазоносных областей. Являясь членами редколлегии журнала «Геоморфология», находящегося при Институте географии АН СССР, они поддерживали авторов, использовавших и развивавших их идеи, и не принимали к печати статьи, содержавшие критические высказывания в их адрес. Такая «связь академической науки с производством» дорого обошлась государству.

РЕЛЬЕФ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ РОССЫПНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С развитием рельефа региона связано образование ряда полезных ископаемых. Наибольший интерес из них представляют скопления гравийно-галечно-валунного материала и титан-цирконовые россыпи.

СКОПЛЕНИЯ КРУПНООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Для строительства жилья, автомобильных и железных дорог, обустройства нефтяных и газовых месторождений требуются большие объемы крупнообломочного материала. Его завозят издалека, преимущественно из районов горного обрамления, что приводит к резкому удорожанию строительных работ. В связи с этим большой интерес представляет местный гравийно-галечно-валунный материал, скопления которого наблюдаются на участках распространения отложений сабунской толщи, слагающей седьмую террасу. Как уже отмечалось, на размытой поверхности этих отложений спорадически залегает перлювий мощностью до 3-5 м и более. Данные лабораторных физико-механических испытаний показали, что слагающий перлювий крупнообломочный материал можно использовать для различных строительных целей.

Как отмечалось выше, горизонт перлювия сформировался в процессе многократного переотложения осадков сабунской толщи, в результате выноса мелких фракций и обогащения более крупными обломками. На дневной поверхности он развит на отметках выше 110-130 м над уровнем моря (см. рис. 4). На меньших гипсометрических отметках горизонт обогащения крупнообломочным материалом погребен под осадками шестой и более низких террас (см. рис. 2). Установ-

ленная нами закономерность пространственного размещения скоплений мегакластов имеет важное значение для эффективных поисков и разведки месторождений строительных материалов.

В отложениях сабунской толщи, за счет разрушения которых образовался горизонт обогащения гравийно-галечно-валунным материалом, содержание крупных обломков изменяется как по разрезу, так и по площади. Оно колеблется от долей процента до 10-15% и более. Наблюдается постепенное увеличение их процентного содержания как вверх по разрезу, так и по направлению от центральной к окраинным частям равнины. Залегание валунов и галек в тонкослоистых озерных и речных песках и алевритах указывает на их транспортировку плавучими льдами.

Большая часть объема мегакластов приходится на эрратические валуны и гальки. В западной части региона, примерно до долины р. Лямин на востоке, они представлены преимущественно уральскими породами — диоритами, гранодиоритами, основными и ультраосновными породами, кристаллическими сланцами, кварцем, кварцитами. В восточной части региона распространены мегакласты, принесенными со Средне-Сибирского плоскогорья. Они представлены базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, базальтами, диабазами, реже — кристаллическими сланцами, мраморизованными известняками, кварцевыми песчаниками, гранитоидами. В северо-западной части региона встречаются валуны, принесенные из Пай-Хоя и Новой Земли, а на крайнем юге — валуны, принесенные из южного горного обрамления равнины; размеры мегакластов уменьшаются по мере удаления от областей сноса (рис. 22 и 23).

Крупнообломочный материал уральской и средне-сибирской питающих провинций имеет разную окатанность. По данным 3500 определений, основная масса валунов западной части региона плохо окатана (коэффициент окатанности 0.7), тогда как в восточной части региона преобладают хорошо окатанные валуны (коэффициент окатанности 2.2). Различия в окатанности крупных обломков обусловлены разной продолжительностью транспортировки их горными реками. Реки, стекающие с западного склона Средне-Сибирского плоскогорья, во много раз длиннее рек восточного склона Урала,



Рис. 22. Карта распространения эрратических валунов разных областей сноса.

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

Условные обозначения. Валуны областей сноса: 1 — западной (Северный, Приполярный и Полярный Урал); 2 — южной (Казахский мелкосопочник, Алтай, Саяны, Салаиро-Кузнецкая горная область); 3 — восточная (Енисейский кряж, Средне-Сибирское плоскогорье, Таймыр); 4 — северо-западной (Новая Земля, Пай-Хой). Руководящие валуны и гальки в наиболее удаленных от областей сноса участках: 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 областей сноса: 10 — южной; 11 — восточной; 12 — северо-западной; 14 — граница максимального (самаровского) оледенения; 15 — граница распространения кристаллических пород.

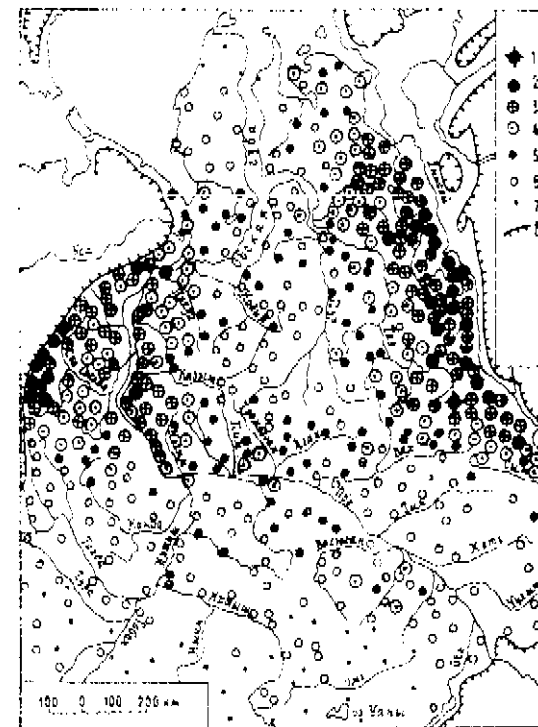


Рис. 23. Карта распространения разных по размеру эрратических валунов.

Составил И. Л. Кузин по материалам собственных полевых наблюдений и данным Л. В. Введенского, П. Л. Драверта, Д. А. Драницына, А. А. Земцов, Р. С. Ильина, Ю. Н. Кулакова, П. 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 кристаллических пород.

поэтому вынесенный ими на равнину крупнообломочный материал лучше окатан. Как указывалось выше, в пределах Западной Сибири валуны и гальки разносились плавучими льдами, поэтому их окатанность во время накопления осадков сабунской толщи практически не изменялась.

В окраинных частях региона и на участках проявления складчатости нагнетания в срединных районах равнины среди обломков гравийной и мелкогалечной размерности в отложе-

ниях сабунской толщи наряду с эрратическими много метрических осадочных пород (опок, песчаников, сидеритов). В 0 фракции 14 см, по данным 25 проб, в каждой из которых содержится от 100 до 300 обломков, местные породы составляют 39%, а эрратические — 61%. Последние на 53% (из 100) представлены устойчивыми к химическому выветриванию породами — кварцем, кремнем, халцедоном и др.

Характерной особенностью гравийно-галечно-валунного материала, содержащегося в отложениях сабунской толщи, является его сильная выветрелость: многие обломки неустойчивы к химическому выветриванию пород легко ломаются руками или даже растираются в порошок. Это обстоятельство оказало существенное влияние на формирование перлювия. В процессе многократного переотложения мегакласты сабунской толщи, вошедшие в состав перлювия, претерпели существенные изменения. Произошло измельчение галек и валунов, о чем свидетельствуют их многочисленные обломки и снижение коэффициента окатанности. Часть выветрелых обломков полностью разрушилась, в результате чего произошло обогащение перлювия устойчивыми к химическому выветриванию породами. Если, как уже отмечалось, в отложениях сабунской толщи во фракции 14 см устойчивых к выветриванию пород содержится 53%, то в залегающем на них перлювии — 75% (по данным изучения 81 пробы). Количество обломков местных осадочных пород с 39% в отложениях сабунской толщи сократилось до 26% в перлювии.

Изучение состава мегакластов играет существенную роль в определении областей питания крупнообломочным материалом, в выяснении условий образования залежей перлювия и, в конечном счете, в прогнозировании качества строительного сырья по районам и по разновидностям перлювия.

Нами выделяется четыре разновидности перлювия, отличающиеся как по условиям залегания, составу и текстурным особенностям, так и по выраженности в рельефе и на аэрофотоснимках. В рассматриваемом регионе развиты: простой перлювий, перлювиально-делювиальные, остаточно-озерные и остаточно-речные образования.

Простой перлювий представляет собой скопление несортированного материала на плоских водоразделах, образующееся в результате выноса мелкозема плоскостным смывом и дефля-

цией, и обогащения поверхностного слоя гравием, галькой и валунами, без сколько-нибудь значительных смещений обломков в горизонтальной плоскости. Мощность этого горизонта незначительна (обычно не превышает первых десятков сантиметров), поскольку процесс выноса мелкозема замедляется по мере образования бронирующей перлювиальной покрывки. Простой перлювий, как правило, не имеет четкой границы с субстратом (рис. 24, шурф 1).

На дневной поверхности гальки и валуны часто образуют сплошной слой (так называемую каменную или валунную мостовую). Длительное пребывание обломков на поверхности приводит к их сильному выветриванию и разрушению. На небольших положительных формах рельефа, где имеются хорошие условия для выноса мелкозема и продуктов выветривания, наблюдается резкое обогащение перлювия устойчивыми к химическому выветриванию породами, вплоть до образования высыпок кварцевых галек и валунов. Следует отметить, что основная часть глинистых минералов коры выветривания, развитой на высоких водоразделах, является продуктом разрушения мегакластов.

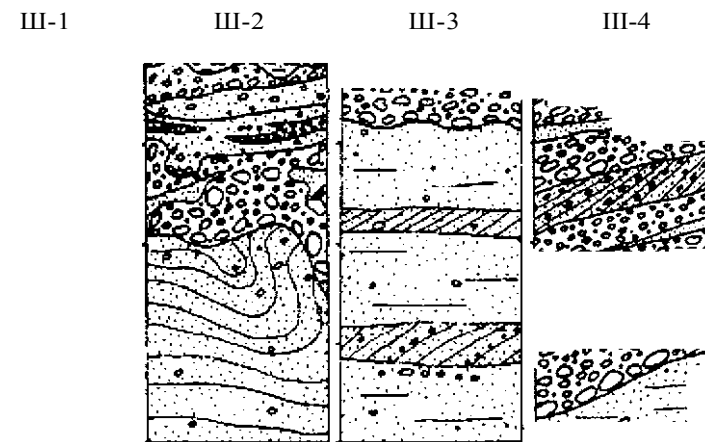


Рис. 24. Разновидности перлювиальных отложений. шурф 1 — простой перлювий; шурф 2 -- перлювиально-делювиальные отложения; шурф 3 — остаточно-озерные отложения; шурф 4 — остаточно-речные отложения.

Несмотря на широкое площадное распространение, практического значения простой перлювий не имеет из-за его небольшой мощности и сильного загрязнения глинистым материалом.

Перлювиально-делювиальные отложения образуются в результате многократного переотложения мегакластов и наложения друг на друга фрагментов слоев простого перлювия и делювия. Они также имеют широкое площадное распространение. Их мощность изменяется от долей метра до 3-5 м. Слагающий эту разновидность перлювия крупнообломочный материал неоднороден как по размеру и составу обломков, так и по степени их выветрелости; встречаются линзы песчаных и песчано-глинистых осадков (рис. 24, шурф 2). В среднем содержание крупнообломочного материала в перлювиально-делювиальных образованиях колеблется в пределах 25-60% и лишь в редких случаях наблюдаются практически чистые гравийно-галечниковые залежи. Граница с подстилающими породами обычно резкая, в кровле субстрата иногда наблюдаются мелкие гравитационные дислокации. На многих участках перлювиально-делювиальные отложения соответствуют в плане положительным формам рельефа и уверенно дешифрируются на аэроснимках по характерной пятнистой структуре фотоизображения. Залежи имеют неправильную форму, что затрудняет их разведку. Тем не менее они представляют большой интерес, особенно в тех случаях, когда на небольших участках сосредоточено несколько залежей (рис. 25) и возможна их разработка вместе с подстилающими песками. На некоторых участках, где производились поисково-оценочные работы, прогнозные запасы этой разновидности скоплений крупнообломочного материала достигают нескольких миллионов кубических метров.

Остаточно-озерные образования представляют собой скопления крупнообломочного материала по берегам озер. Они слагают пляж и низкие озерные террасы, поэтому отчетливо выражены в рельефе и на аэроснимках (рис. 25). Гравийно-галечно-валунный материал находится в массе крупнозернистого песка, отмытого от глинистых частиц. Граница с подстилающими породами резкая, волнистая. Мощность отложений обычно не превышает 1 м (рис. 24, шурф 3), что практически исключает возможность нахождения крупных залежей.

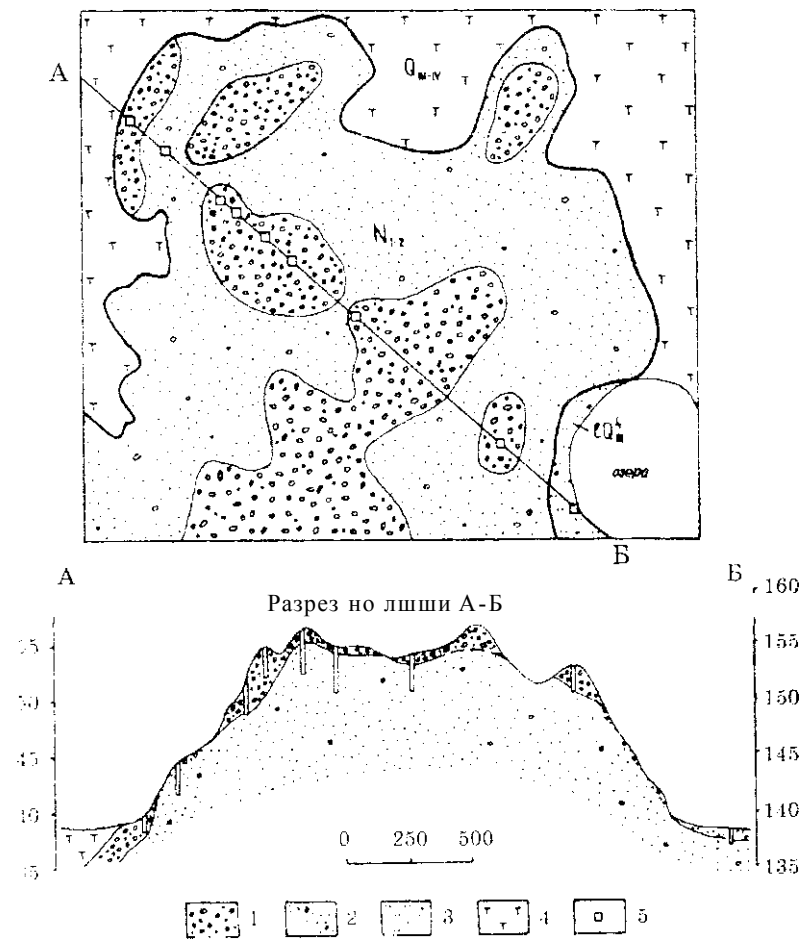


Рис. 25. Схематический геологический план перспективного участка с перлювиально-делювиальными и остаточно-озерными скоплениями крупнообломочного материала (составил А. В. Бедункевич).

Условные обозначения. 1 — перлювиально-делювиальные отложения (j-Q); 2 — отложения сабунской толщи (NYo); 3 — остаточно-озерные отложения (Q); 4 — озерно-болотные отложения (QS); 5 — шурф.

Однако простое строение залежей и хорошая сортированность материала могут привлечь к ним внимание строителей.

Остаточно-речные образования слагают резко удлиненные в плане тела длиной до 15 км, шириной до нескольких десятков метров, мощностью до 4-5 м. Входящий в их состав круц. нообломочный материал обогащен устойчивыми породами, отсортирован и почти не содержит глинистых примесей (рис. 24, шурф 4). На относительно низких гипсометрических отметках (120-140 м абс. выс.) залежи остаточного аллювия часто отпрепарированы денудацией и выделяются на поверхности в виде удлиненных положительных форм рельефа, хорошо выраженных на аэроснимках и крупномасштабных картах (рис. 26). Залежи этого типа представляют большой практический интерес. Они легко выявляются, просты по условиям разведки и разработки.

Примером современных перлювиально-аллювиальных отложений является также крупнообломочный материал, встречающийся по берегам рек. Наиболее крупные его скопления наблюдаются в районах распространения седьмой террасы, сложенной валунодержущими песками сабунской толщи. На правом берегу Оби, например, на участке пересечения Сибирских увалов, валунно-галечный материал слагает пляж и косы длиной до нескольких километров и шириной до 100 м и более. Со временем находящийся на поверхности крупнообломочный материал перлювиально-аллювиальных отложений перекрывается аллювием и явится базальным горизонтом пойменных отложений.

Схематическая прогнозно-регистрационная карта скопления крупнообломочного материала (рис. 27) составлена по данным полевых работ Ханты-Мансийской геолого-съемочной партии (1976-1980 гг.) и по результатам описания многочисленных (многие тысячи) взрывных сейсморазведочных скважин Ханты-Мансийского геофизического треста Главтюменьгеологии (1963-1980 гг.). На ней показаны также месторождения песчано-гравийных смесей, ранее выявленные и разведанные Центральной геолого-поисковой партией ТКГРЭ Главтюменьгеологии и другими организациями. Перспективными на этой карте показаны площади, находящиеся в контурах распространения отложений сабунской толщи. К высокоперспективным отнесены участки наиболее низкого

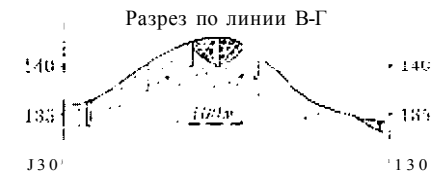
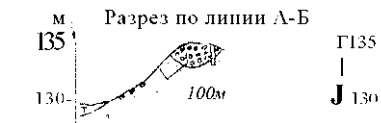
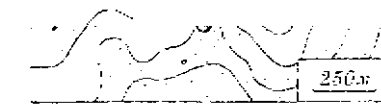
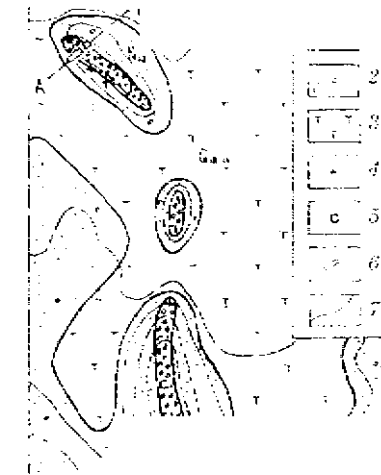


рис. 26. Схематический геологический план перспективного участка с остаточно-речными скоплениями крупнообломочного материала (составил СВ. Трофимов).

Условные обозначения. 1 — перлювий; 2 — отложения сабунской толщи, торф; 4 -- места отбора проб на гранулометрический анализ; 5 шурф; — канава; 7 горизонталь.

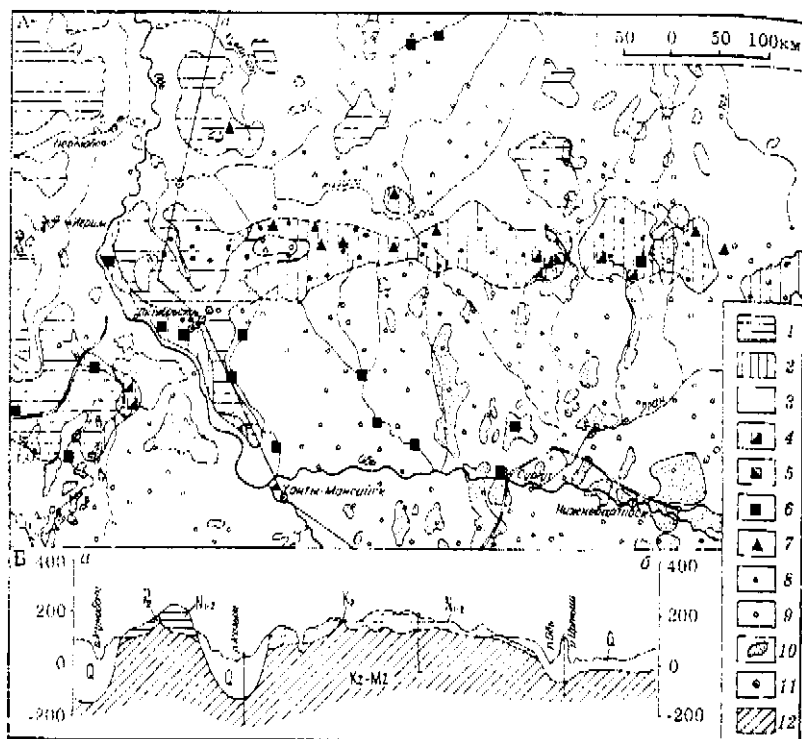


Рис. 27. А — Прогнозно-регистрационная карта скоплений крупнообломочного материала (составили И. Л. Кузин, А. В. Бедункевич, С. И. Демус, В. С. Тарасенко, С. В. Трофимов, А. А. Членов).
 Б — схема взаимоотношения толщ (разрез по линии а-б).

Условные обозначения. 12 — перспективные (1) и высокоперспективные (2) площади, соответствующие в плане выходам на поверхность отложений сабунской толщиды (N[^]); 3 — малоперспективные площади распространения четвертичных отложений; 4-6 — месторождения крупнообломочного материала: частично разведанные составителями карты (4), разведанные по рекомендации составителей карты (5), выявленные и разведанные предстоящими работами (6); 7-9 — участки, в пределах которых горизонт обогащения крупнообломочным материалом имеет мощность более 2 м (7), менее 2 м (8), отсутствует (9); 10 — месторождения нефти и газа; 11 — скважины колонкового бурения, расположенные вблизи линии разреза; 12 — кайнозойские (досабунские) и мезозойские отложения.

(120-140 м абс. выс.) положения размытой кровли отложений сабунской толщи, где они не перекрыты более молодыми осадками. Малоперспективные площади характеризуются широким развитием отложений тестой морской и озерно-морской террас. К ним отнесены также площади развития алеврито-глинистых отложений озерных террас, встречающихся в контурах распространения отложений сабунской толщи.

Приведенный материал свидетельствует о том, что в центральной части региона имеются благоприятные условия для поисков скоплений крупнообломочного материала. Использование местного строительного материала позволит значительно сократить затраты на обустройство нефтяных и газовых месторождений и ускорить ввод в эксплуатацию строящихся здесь промышленных объектов.

В заключение этого раздела следует сказать, что он представляет собой фрагмент статьи «Закономерности распространения скоплений крупнообломочного материала в центральной части Западной Сибири», написанной при участии С. И. Демуса и С. В. Трофимова в 1981 г. для журнала «Советская геология». На статью был получен отрицательный отзыв С. Б. Шацкого и она не была напечатана. Рецензент считает, что перлювий по сабунским пескам является мореной выделенного им тазовского оледенения, а сами пески — флювиогляциалом самаровского оледенения,

ТИТАН-ЦИРКОНОВЫЕ РОССЫПИ

С формированием современного рельефа связано образование титан-цирконового россыпей региона. Как известно, около 60% мировых промышленных запасов титансодержащих минералов и более 90% циркония содержится в прибрежно-морских и речных россыпях (Австралия, ЮАР и некоторые другие страны). Россия бедна этими полезными ископаемыми. Одним из наиболее перспективных регионов их поисков является Западная Сибирь, где как было показано выше, широко распространены морские, озерно-морские и речные террасы. В разных районах равнины, в том числе на большом удалении от гор, выявлены повышенные содержа-

ния этих ценных минералов в отложениях олигоценового, неогенового и четвертичного возраста. Однако об условиях формирования титан-цирконовых россыпей до настоящего времени практически ничего не известно. Причиной этого являются палеогеографические представления сторонников ледниковой теории, являющиеся ведущими в науке. Как отмечалось выше, согласно этим представлениям, Урал являлся центром материковых оледенений. В конце неогена северная половина хребта была гораздо выше, а местами и шире современной. В ледниковые эпохи четвертичного возраста горы подверглись процессам экзарации и были сильно снижены. Объем минеральных веществ, вынесенных ледниками и рассеянных в четвертичных отложениях прилегающих равнин, соизмерим с объемом современного Урала (М. М. Фрадкин, 1940; С. Г. Боч и И. И. Краснов, 1943; Ю. Ф. Захаров, 1966). Ледники уничтожили коры выветривания и древний аллювий, а вместе с ними и все мезозойско-палеогеновые россыпные месторождения.

Мы считаем эти палеогеографические представления ошибочными. Ледников на Западно-Сибирской и Русской равнинах не было, Урал не являлся центром материковых оледенений. Как и в современную эпоху, оледенение проявилось здесь слабо и имело горно-долинный характер. Широко распространены плоские вершины и склоны гор являются не четвертичными экзарационными образованиями, как считают сторонники оледенений, а деформированным, высоко поднятым пенеблемом. Образование часто встречающихся здесь широких долин связано не с выпахающей работой ледников (троговые долины), а с эрозией рек.

Формирование современного рельефа северной части Уральских гор имеет длительную историю. В течение многих десятков миллионов лет мезозоя и кайнозоя Урал представлял собой низкую денудационную равнину — пенеблем. В Западной Сибири коррелятивными этой равнине являются морские и континентальные отложения верхнеюрско-эоценового возраста, представленные монотонной толщей переслаивающихся песков, алевролитов и глин. В процессе длительного химического выветривания и денудации в пределах Урала были сформированы коры выветривания и связанные с ними россыпные месторождения золота и других полезных ископае-

мых. Начиная с олигоцена исходная денудационная равнина Урала испытывает прерывистые глыбово-сводовые поднятия. Горы представляют собой расчлененную эрозионными процессами длинную узкую тектоническую складку, образованную верхнеюрско-эоценовой поверхностью выравнивания. Кроме этой денудационной поверхности на Приполярном и Полярном Урале отчетливо выражены следы еще трех крупных циклов рельефо- и россыпеобразования.

1. Олигоценый цикл. С ним связано образование широких (до 2-3 км) долин, врезанных в деформированную поверхность пенеблена на глубину 300-500 м. Валунно-галечный материал аллювия представлен преимущественно устойчивыми к выветриванию породами, преимущественно кварцем. В Западной Сибири из обломочного материала, вынесенного олигоценовыми реками из гор, отложилась толща полевошпатово-кварцевых песков атлымской и новомихайловской свит мощностью более 100 м. В конце олигоцена поднятие Урала замедлилось и сменилось тектоническим покоем. В это время на низменности отложилась толща алевроито-глинистых отложений туртасской свиты.

2. Неогеновый цикл. Образование долин шириной до 15-25 км и глубиной вреза в днища олигоценовых долин до 300 м и более (см. фото 1). Оно происходило в позднем миоцене-раннем плиоцене. Днища долин находятся на высоте 150-200 м над современными урезами рек. В отличие от олигоценового аллювия, крупнообломочный материал неогеновых долин имеет «пестрый» петрографический состав, многие гальки и валуны сильно выветрелы. Из обломочного материала, вынесенного уральскими неогеновыми реками, на прилегающих равнинах образовались отложения 200-метровой толщи. В Западной Сибири мощность верхнемиоцен-нижнеплиоценовых террасовых отложений (сабунской толщи) достигает 100 м.

3. Четвертичный цикл. Образование долин современных рек. В отличие от олигоценовых и неогеновых долин они узкие и плохо разработанные. В них развито пять надпойменных террас и пойма.

С указанными главными этапами формирования рельефа Урала связано образование россыпных месторождений золота и других полезных ископаемых на прилегающих к горам рав-

нинах. Наибольший интерес представляют россыпи титансодержащих минералов, прежде всего, рутила и ильменита, а также циркона и некоторых других минералов. В первичном залегании они находятся в определенных комплексах изверженных и метаморфических пород. При разрушении вмещающих пород, в том числе коры выветривания, золото остается на месте, а устойчивые к выветриванию и более легкие по сравнению с золотом акцессорные минералы выносятся на прилегающие равнины, где и образуют россыпи. Наш опыт полевых работ в Западной Сибири и на Урале позволяет следующим образом объяснить условия образования ильменит-рутил-цирконовых россыпей и определить главные направления их поисков.

Во время формирования мезозойско-кайнозойской поверхности выравнивания на Урале в результате химического выветривания и разрушения мощных толщ кристаллических пород произошло обогащение приповерхностных отложений титансодержащими и другими ценными устойчивыми к выветриванию минералами. Начиная с поднятия гор в олигоцене, происходит разрушение элювиально-делювиальных россыпей. Главный этап их разрушения связан с выработкой олигоценых долин. Содержавшиеся в древних россыпях ценные компоненты реками выносились на прилегающие равнины. В Западной Сибири они вошли в состав озерно-морских и аллювиальных отложений атлымской, новомихайловской и туртасской свит. Большой объем титансодержащих и цирконовых минералов был вынесен на равнину и во время образования озерно-морских отложений 200-метровой террасы, когда в горах шло формирование широких неогеновых долин. Во время накопления четвертичных отложений вынос рассматриваемых минералов из гор на равнины был ограниченным. В аллювий молодых террас эти минералы попали преимущественно в результате переотложения из олигоценых и неогеновых россыпей.

Удельный вес рассматриваемых ценных минералов колеблется от 4 до 5 г/см³ и более и заметно превышает удельный вес вмещающих пород (кварца и полевых шпатов). Основная их масса оседала недалеко от источников сноса. По нашему мнению, самые крупные россыпи находятся в непосредственной близости от гор в сохранившихся от размыва отложениях

олигоценового и неогенового возраста. Наибольший поисковый интерес представляют террасы олигоценового и неогенового озер-морей, выработанные в скальных породах. Они развиты практически вдоль всего восточного подножия гор. Их ширина колеблется от сотен метров до 10-20 км, высота — от 150-200 до 300-400 м над уровнем моря. К настоящему времени эти ступени рельефа сильно расчленены и имеют вид предгорных увалов. По нашим наблюдениям на разных участках восточного склона Урала, с поверхности олигоценая и неогеновая террасы сложены разнозернистыми песками с валунно-галечным материалом. Однако о мощностях этих, песков и о содержании в них ценных компонентов ничего не известно.

В пределах равнины олигоценые и неогеновые террасовые отложения залегают на породах осадочного чехла. По мере удаления от источников сноса размеры и общее количество содержащихся в них ценных минералов постепенно сокращаются. И на равнине наиболее крупные титан-цирконовые россыпи следует искать в непосредственной близости от гор, где вмещающие их отложения залегают на дневной поверхности или вблизи нее. Однако из-за слабого экономического развития этих районов поиски, разведка и освоение россыпных месторождений здесь в настоящее время экономически не оправданы.

При движении с запада на восток наиболее богатая титан-цирконовыми минералами нижняя часть олигоценых отложений погружается и перекрывается молодыми осадками, в которых содержание интересующих нас компонентов значительно ниже. Например, в долине Оби в районе Ханты-Мансийска, на удалении 400-450 м от гор подошва олигоценых отложений залегает на глубине 200 м. В таких случаях благоприятными для поисков россыпей являются участки проявления складчатости нагнетания, в их пределах глиняными диапирами на поверхность были выведены и размывы мощные толщи олигоценых отложений. При этом кварц-полевешпатовые продукты размыва были вынесены за пределы участков, а более тяжелые рудные минералы, в том числе титан-цирконовые, остались на месте размыва. Результатом проявления глиняного диапиризма и обусловленной им денудации явилось обогащение террасо-

вых отложений указанными ценными компонентами. Характер этого обогащения зависел от местных геологических условий: мощности размытых отложений и количества содержащихся в них ценных минералов, условий образования, состава и мощности отложений, в которых образовывались вторичные россыпи.

Согласно нашим представлениям, по оолыпом удалении от гор поиски титан-цирконовых россыпей следует вести только на участках достаточно интенсивного проявления выраженной в рельефе и на материалах дистанционных съемок складчатости нагнетания. В террасовых отложениях таких участков установлены достаточно высокие концентрации полезных компонентов. Примером может служить бассейн р. Мал. Атлым, где, как отмечалось выше, складчатость нагнетания проявилась очень широко (см. фото 14) и на поверхность выходят отложения олигоцена, эоцена и палеоцена. Рост диапиров сопровождался размывом олигоценых отложений, переотложением содержащихся в них ценных минералов и образованием вторичных титан-цирконовых россыпей в аккумулятивных частях всех террас, включая пойменный аллювий. Ниже приведены данные Е. П. Козлова с соавторами (2004 г.) о содержании указанных минералов в отложениях некоторых террас бассейна р. Мал. Атлым.

В отложениях седьмой террасы, развитой на водоразделе рек Мал. Охтач и Пежиеган, в интервале 6.0-7.0 полевошпатово-кварцевые пески сабунской толщи содержат 4.3-10.3% минералов тяжелой фракции. В ней определены (по степени убывания): ильменит, магнетит, эпидот, циркон, амфиболы, лейкоксен, рутил, сфен, анатаз. Средние содержания рудных минералов составляют (кг/м³): ильменит — 44.2; рутил+лейкоксен — 5.8; циркон — 6.15; условный ильменит — 76.14. Генетический тип россыпи — прибрежно-морской.

Отложения пятой террасы, развитой на правом берегу р. Мал. Атлым у устья р. Ун-Ханжаньюган. В интервале глубин 3.0-10.3 они представлены песком полевошпатово-кварцевым, содержащим 2.3-6.9% минералов тяжелой фракции. В ней содержатся (по степени убывания): ильменит, магнетит, эпидот, циркон, лейкоксен, амфиболы, гранат, рутил. Средние содержания рудных минералов (кг/м³): ильменит — 45.5; рутил-глейкоксен — 4.8; циркон — 8.1;

условный ильменит — 78.5. Генетический тип россыпи прибрежно-морской.

Аллювий третьей надпойменной террасы р. Овыньеган (левого притока р. Мал. Атлым) представлен песком полевошпатово-кварцевым с небольшой примесью гравия и гальки. Выход тяжелой фракции — 4.5-7.2%, в ее составе преобладают ильменит, магнетит, эпидот, роговая обманка, циркон, лейкоксен, гранат, рутил, сфен, анатаз. Содержание рудных минералов (кг/м³): ильменит — 56.15; рутил-лейкоксен — 9.04; циркон — 10.1; условный ильменит — 110.0. Россыпь аллювиальная.

Приведенные материалы показывают, что в приповерхностных отложениях титан-цирконовые россыпи следует искать на участках достаточно интенсивного проявления складчатости нагнетания. В их пределах указанные ценные минералы, содержащиеся в олигоценых отложениях, выведены на дневную поверхность и переотложены в террасовые осадки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как было показано выше, главным рельефообразующим фактором в Западной Сибири является работа воды. Ею созданы и главные элементы равнины — геоморфологические уровни (морские, озерные и речные террасы), и большая часть осложняющих их форм рельефа. Только эоловые бугры и бугры пучения имеют самостоятельный механизм образования. Все другие положительные формы рельефа представляют собой остаточные образования, возникшие в результате понижения базиса эрозии (образование долин) или физико-механических и химических процессов, происходящих в грунтах (термокарстовые и суффозионные котловины). Преобладают останцы-водоразделы неправильной в плане формы. Наряду с ними широко распространены и линейно-вытянутые образования. К ним относятся не только описанные выше Сибирские увалы, но и другие закономерно ориентированные водоразделы. Их размеры изменяются в очень широких пределах, в соответствии с размерами образовавших их субпараллельных водотоков. Примерами могут служить Надым-Пуровский, Пур-Тазовский, Тобол-Ишимский, Иртыш-Демьянский, Алей-Барнаульский и другие убывающие по размерам линейно-вытянутые водоразделы, до мельчайших включительно. Как уже отмечалось, на плановое положение водотоков (и разделяющих их водоразделов) оказали влияние новейшие тектонические движения и неоднородность субстрата — разной величины разрывные нарушения и трещиноватость пород.

Изменения гипсометрического положения базиса эрозии в неоген-четвертичное время, с которым связано формирование современного рельефа региона (геоморфологических уровней, долин и водоразделов), обусловлены эвстатическими колеба-

ниями уровня Мирового океана. Главным в этом процессе является тектонический фактор — изменение емкости океанических впадин. Наряду с ним определенное влияние оказывает и климатический фактор — периодические изменения температуры и влажности климата. Об этом писали многие исследователи, Количественно определить участие этого фактора в новейшей палеогеографии региона не представляется возможным, хотя в отдельные этапы рельефо- и осадкообразования его роль не вызывает сомнений. Это видно на рис. 28. На нем по аэроснимку одного из участков Полуй-Надымского водораздела показаны стадии сокращения размеров озер и увеличения площадей озерных террас, начиная со времени голоценового климатического оптимума. Горизонтальной штриховке соответствует стадия максимального распространения озер. Она связана с увеличением количества атмосферных осадков и воды, образовавшейся в результате таяния мерзлоты. Горизонтальной и вертикальной штриховкой отображена промежуточная стадия распространения озер (стадия сокращения их размеров), а черным цветом — современные озера. Указанным стадиям максимального и промежуточного размеров озерных террас (хосыреев) соответствуют два уровня поймы рек. Озерные и речные террасы соединены ручьями, существовавшими во время их образования. Многие из долин этих ручьев в настоящее время лишены водотоков.

Список литературы

1. *Альтер С. Я.* О происхождении параллельно-линейных гряд и ложбин, развитых на севере Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, №29.
2. *Андреев Ю. Ф.* Многолетняя мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Зап.-Сиб. низменности // Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1960.
3. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. Автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 1968.
4. *Астахов В. Я.* Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР, 1976. Т. 231, №5.
5. *Астахов В. И.* Реконструкция Карского Центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Мат. гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. №30. М., АН СССР, 1977.
6. *Астахов В. И.* Карский ледниковый центр и система стока Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы метелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, Наука, 1979.
7. *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.
8. *Балабай Я. Я.* Происхождение гривного рельефа Зап.-Сиб. низменности // Землеведение, т. 38, вып.1, 1936.
9. *Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. И., Шмелев Л. Я.* Геоэриологические условия Зап.-Сиб. низменности. Мл Наука, 1967.
10. *Белопухова Е.Б.* Многолетние бугры пучения в бассейне р. Ярудей // Тр. Ин-та мерзлотовед, им. В. А. Обручева. 1962. Т. 19.

11. **Волков И. Л., Волкова В.С.** О позднеплейстоценовом озере-море на юге Зап.-Сиб. низменности // Тр.ИГГ СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
12. **Волков И. Л., Гросвальд М. Г., Троицкий С.Л.** О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири, // Изв. АН СССР, сер. геогр., №4, 1978.
13. **Волкова В. О.** Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Изд-во Наука. Новосибирск, 1966.
14. **Высоцкий Н. К.** Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири // Геол. изыскания и разведочные работы по линии Сиб. ж. д., вып. 5, 1896.
15. Геологический словарь. М.: Недра, 1978.
16. Геоморфология Зап.-Сиб. равнины. (Объяснительная записка к Геоморфологической карте м-ба 1:1500000. И. П. Варламов, И. Л. Кузин, Н. Е. Найденова и др.) // Тр. СНИИГГИМС, вып. 134, 1972.
17. **Дементьев В. А.** Опыт геоморфологического районирования Зап.-Сиб. низменности // Изв. ВГО, 1940, №3.
18. **Достовалов Б.Н., Кудрявцев В. А.** Общее мерзлотоведение. Изд-во МГУ. 1967.
19. **Дубиков Г. И., Корейша М.М.** Ископаемые инъекционные льды на п-ове Ямал // Изв. АН СССР, сер. геогр. 1964. №5.
20. **Заварзин Г. А.** Бактерии и состав атмосферы. М.: Изд-во Наука, 1984.
21. **Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Соколов В.Н.** К вопросу о стратиграфии морских четвертичных отложений северной части Зап.-Сиб. низменности // Решения и труды межвед. совещ. по доработке и уточнению стратиграфических схем Зап.-Сиб. низменности. Л., 1961.
22. Западно-Сибирская равнина / С. А. Архипов, В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров, В. А. Николаев. М.: Изд-во Наука, 1970.
23. **Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Красное И. И.** Перигляциальная формация Зап.-Сиб. низменности // Мат. по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, вып. 4. 1961.
24. **Захаров Ю.Ф.** Атектонические структуры Северного Зауралья (следы максимального оледенения) // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 1. 1965.
25. **Земцов А. А.** Геоморфология Западно-Сибирской равнины (Северная и центральная части). Изд-во Томского ун-та, 1976.
26. **Земцов А. А., Фацевский Б. В.** Озеро Маковское и проблемы палеогеографии Приенисейской Сибири // Изв. ВГО. 1972, Т. 104. Вып. 2.
27. **Зятькова Л. К.** Применение геолого-геоморфологических методов для выявления локальных структур центральной части Зап.-Сиб. низменности. Автореф. дисс. канд. геол.-мин.наук, Новосибирск, 1960.
28. **Зятькова Л. К.** Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур (центральная часть Зап.-Сиб. низменности) // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 14. 1961.
29. **Зятькова Л. К.** Структурная геоморфология Западной Сибири // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 307. 1979.
30. Комплекс дистанционных методов при геологическом картировании таежных районов (на примере Приенисейской Сибири). Методическое пособие / В. И. Астахов, Л. М. Герасимов, В. Я. Еременко и др. Л.: Изд-во Недра, 1978.
31. **Кошпа Б. Ф.** Степи Западной Сибири // Горный журнал, 1869, 4, №11.
32. К палеогеографии четвертичного периода в 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. Новосиб. отдела геогр. об-ва СССР, вып.5. 1971.
33. **Крармвнер Р. Б.** Глиняный диапиризм в Западной Сибири на примере района г. Ханты-Мансийска / Докл. АН СССР, Т. 242, №4, 1978.
34. **Кругл и ков Н. М., Кузин И. Л.** Выходы глубинного газа на Уренгойском месторождении // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 73. 1973.
35. **Кузин И. Л.** Об отсутствии материковых оледенений в северо-западной части Зап.-Сиб. низменности // Тр. ВНИГРИ, «Геология и геохимия», сб. 3 (IX), 1960.
36. **Кузин И. Л.** Новейшая тектоника и ее проявление на северо-западе Зап.-Сиб. низменности // Тр. ВНИГРИ, вып. 158. 1960.
37. **Кузин И. Л.** О роли движений земной коры и колебаний уровня океана в формировании рельефа севера Зап.-Сиб. низменности // Тр. ВНИГРИ, вып. 186, геол. сб. 6. 1961.
38. **Кузин И. Л.** Геоморфологические уровни севера Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ, вып. 225. 1963.
39. **Кузин Я. Л.** Являлся ли Урал центром материковых оледенений? // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966.

40. **Кизил И.Л.** О плиоценовом возрасте четвертичных отложений «ледниковых» районов Зап.-Сиб. низменности и Русской равнины // Тр. ВНИГРИ, Геол. сб. №8. 1963.
41. **Кузин И. Л.** О причинах колебаний уровня Арктического бассейна в неоген-четвертичное время // Северный Ледовитый океан и его побережья в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
42. **Кузин И. Л.** Крупнообломочный материал в осадочном чехле Зап.-Сиб. плиты // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 146. 1979.
43. **Кузин И. Л.** О происхождении мореноподобных отложений (на примере Западной Сибири) // Изв. ВГО, вып. 6. 1981.
44. **Кузин И. Л.** Новейшая тектоника Западно-Сибирской нефтегазонасыщенной провинции. Л., 1982. Деп. ВИНТИ.
45. **Кузин И. Л.** Глиняный диапиризм — важная составная часть новейшего тектогенеза Западной Сибири // Региональная неотектоника Сибири. Наука, Новосибирск, 1983.
46. **Кузин И. Л.** Способ геохимического поиска залежей нефти и газа. Авторское свидетельство на изобретение №1277040. 1986.
47. **Кузин И. Л.** О приоритете в изучении поверхностных газопроявлений в Западной Сибири // Геология и геофизика. 1990. №9.
48. **Кузин И. Л.** Масштабы эмиссии природных газов в Западной Сибири // Изв. ВГО. 1999. Т. 131. Вып. 5.
49. **Кузин И. Л.** Новейшая тектоника территории Ханты-Мансийского автономного округа // Изд-во Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 2002.
50. **Кузин И. Л., Рейнин Я. В., Чочиа Н. Г.** Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Зап.-Сиб. низменности в связи с вопросом об ее оледенении // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 64. 1961.
51. **Кузин И. Л., Чочиа Н. Г.** Проблема оледенений Зап.-Сиб. низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965.
52. **Кузин И. Л., Галеркина С. Г.** Уплотнение глинистых пород как фактор рельефообразования в Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 37. 1970.
53. **Кузин И. Л., Рейнин И. В.** Типы озерных котловин Западной Сибири // Изв. ВГО. 1975. Т. 107. Вып. 6.
54. **Кузин И. Л., Мишульский М.И.** Развитие структурного плана осадочного чехла центрального и северного районов Зап.-Сиб. нефтегазонасыщенной провинции в кайнозойское время // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1973. Вып. 73.
55. **Кузин Я. Л., Матвеев А. Ф.** Породы верхнего мела в обнажениях Нижнего Приобья // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1973. Вып. 73.
56. **Кузин И. Л., Астафьев Н.Ф.** Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Изв. ВГО. 1975. Т. 107. Вып. 6.
57. **Кузин И. Л., Трофимов С. В.** Выход верхнемеловых пород на Сибирских увалах и связанные с ним проблемы палеогеографии // Тр. ВНИГРИ, вып. 263. 1968.
58. **Кулаков Ю. Н.** Основные черты геоморфологии северной части Зап.-Сиб. низменности // Тр. НИИГА, т. 107, вып. 12. 1959.
59. **Кулик Н.А.** О северном постплиоцене // Геол. вестник, т.У, №1-3. 1926.
60. **Кушелевский Ю. И.** Северный полюс и земля Ямал. СПб., 1868.
61. **Лазуков Г. Я., Рейнин И. В.** Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пурского междуречья // Решения и труды Межвед. Совещ. по доработке и уточнению стратиграфических схем Западной Сибири. Л.: Гостехиздат, 1961.
62. **Ласточкин А. Н.** Построение карт базисных поверхностей // Геология нефти и газа. 1965. №912.
63. **Ласточкин А. Н.** Морфоструктурный анализ. В кн.: Геологическое строение и прогноз нефтегазонасыщенности севера Западной Сибири // Тр. ВНИГРИ, вып. 263. 1968.
64. **Ласточкин А. Н.** Тектонические движения, структуры и морфоструктуры // Геоморфология. 1976. №3.
65. **Ласточкин А.Н.** Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л.: Недра, Ленинградское отд., 1978.
66. **Лесненко В. К.** Мир озер. М.: Просвещение, 1989.
67. **Линдберг Г. У.** Крупные колебания уровня Мирового океана в четвертичном периоде. Л.: Наука, 1972.
68. **"Лунгергаузен Г. Ф.** Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири // Советская геология. 1955, т. 45.
69. **Минаев А. Я.** Крупные гидролакколиты в Зап.-Сиб. низменности // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
70. Морские неоген (?) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей / Н. Г. Загорская, З. И. Яшина, В. Я. Слободкин, Ф. М. Левина, А. М. Белевич. Л.: Недра. 1965.
71. **Обручев В. А.** Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода АН СССР, №3, 1931.

72. Объяснительная записка к Геологической карте Зап.-Сиб. равнины и прилегающих территорий (без покрова четвертичных отложений) м-ба 1:1500000 Л. И. Боровиков, Е. В. Герман, И. Л. Кузин и др. Картография ВНИГРИ, 1984.
73. **Пидопличко И. Г. и Макеев П. С.** О климатах и ландшафтах прошлого. Вып. 1. Изд-во АН УССР, Киев, 1952.
74. Покровные материковые оледенения и рельеф. В кн. Проблемы экзогенного рельефообразования. Книга 1 / С. А. Архипов, С. М. Андреева, А. А. Земцов и др. М.: Наука, 1976.
75. **Полканова В. Б.** Методика структурно-геоморфологических исследований «закрытых» территорий на примере центральной части Зап.-Сиб. низменности. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. Л.-д, 1966.
76. **Полканова В. Б.** Возможность применения структурно-геоморфологических методов в центральной части Зап.-Сиб. низменности // Тр. СНИИГГИМС, вып. 54. 1968.
77. **Поляков И. С.** Письма и отчеты о путешествии в долину р. Оби // Записки Академии наук, т. 30, прил. №2, 1877.
15. **Попов А.М.** Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири // Вопросы географии, сб. 12, 1949.
79. **Попов А. И.** Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре // Вопросы физ. геогр. полярных стран, вып. 2. Изд. МГУ, 1965.
80. **Попов А. И.** Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). Изд-во МГУ, 1967.
81. Природа Ямала / Под ред. Л. Н. Добринского. Екатеринбург. Наука, 1995.
82. **Пьявченко Н.И.** Бугристые торфяники. Изд-во АН СССР, 1955.
83. **Рагозин Л. А.** Сибирские увалы — главный конечно-моренный пояс Зап.-Сиб. низменности // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Сибири. Тюмень, 1976.
84. **Радина В. В.** Роль микроорганизмов в формировании свойств грунтов и их напряженного состояния // Гидротехническое строительство. 1973. №9.
85. **Сакс В.Н.** Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА, 1953, т. 77.
86. **Соколов В.Н.** Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Зап.-Сиб. низменности // Тр. НИИГА, 1960, т. 100.
87. **Стрелков С. А.** Генезис ледникового рельефа и краевых образований на равнинах северо-востока Западной Сибири // Тр. КИЧП, 1963, т. 21.
88. Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопромысловых работах (материалы совещания). Л., 1969.
89. **Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Кудряшов В. Г., Фарсов И. Г.** Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). Изд-во Моск. ун-та, 1975.
90. **Трофимов В. Т., Баду Ю. Б., Васильчук Ю. К.** Инженерно-геологические условия Гыданского п-ова. Изд-во Моск. ун-та, 1986.
91. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Зап.-Сиб. равнины. Новосибирск, 2000.
92. **Хорват Л.** Кислотный дождь. Мл Стройиздат, 1990.
93. **Шацкий С. Б.** Ледниковая экзарация и гляциодислокации Белогорской возвышенности // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск, изд-во Наука, 1981.
94. **Шкарубо С. И., Лопатин Б. Г., Кузин И. Л.** и др. Государственная геол. карта Российской Федерации м-ба 1:1000000 (нов. сер.). Лист S-41-43 — о-в Белый (с Объяснительной запиской). Картографическая ф-ка ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 2003.
95. **Шубаев Л. П.** Геоморфологический очерк басс. р. Тром-Югана и водораздела ее с рекой Надым // Уч. зап. Лен. гос. пед. ин-та, т. 73, 1948.
96. **Шубаев Л. П.** Сургутское полесье Зап.-Сиб. низменности // Изв. ВГО, 1956, т. 88, вып. 2.
97. **Шульц С. С.** Планетарные трещины и тектонические дислокации // Геотектоника. 1971, №4.
98. **Эдельштейн Я, С.** Геоморфологический очерк Зап.-Сиб. низменности // Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 20. 1936.