

ГЕОГРАФИЯ И ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

1

ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1980 г.
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

ЯНВАРЬ

2000

МАРТ

Главный редактор
академик
В. В. ВОРОБЬЕВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Канд. геогр. наук *А. Н. Антипов*, чл.-кор. РАН *А. Г. Бабаев*, канд. геогр. наук *О. И. Баженова* (ответственный секретарь), чл.-кор. РАН *П. Я. Бакланов*, чл.-кор. РАН *В. Т. Балобаев*, канд. геогр. наук *А. В. Белов*, канд. геогр. наук *В. В. Буфал*, д-р геогр. наук *Ю. И. Винокуров* (заместитель главного редактора), акад. *Г. И. Галазий*, д-р геогр. наук *Б. М. Ишмуратов*, д-р геогр. наук *Л. М. Корытный*, акад. *В. М. Котляков*, д-р геол.-мин. наук *В. С. Кусковский*, д-р биол. наук *Л. И. Малышев*, канд. техн. наук *В. Я. Мангазеев*, чл.-кор. РАН *Е. В. Пиннекер*, чл.-кор. НАН Украины *Л. Г. Руденко*, д-р геогр. наук *Ю. М. Семенов*, д-р геогр. наук *В. А. Снытко* (заместитель главного редактора), д-р геогр. наук *А. К. Тулохонов*, чл.-кор. РАН *Г. И. Худяков*

Адрес редакции: 664033 Иркутск, а/я 4027,
Институт географии СО РАН, тел. 46-24-22.

СОДЕРЖАНИЕ

Замятин Д. Н. Научные концепции и научные парадигмы в области экономического районирования России и СССР (1870—1941 гг.)	5
Лымарев В. И. Предмет и методы океанического биоресурсоведения.	9
Черкашин А. К. Развитие теории конкретности географического знания. Геоинформационные поля.	14
Рагулина М. В. Географическое понимание этничности	21
Руденко Л. Г. Повестка дня XXI века и роль географии в ее реализации	27

Охрана окружающей среды

Цимбалей Ю. М. Пойменные геосистемы верхней Оби: типология, морфологическая структура, прогноз изменений при регулировании речного стока.	34
Михайлова Т. А., Бережная Н. С. Оценка состояния сосновых лесов при длительном воздействии выбросов алюминиевого завода	43
Приходько В. Е. Трансформация, деградация, меры восстановления орошаемых степных почв	50

Исследования в бассейне Байкала

Семенов Ю. М., Снытко В. А., Семенова Л. Н., Данько Л. В. Ландшафтно-геохимические особенности острова Ольхон на Байкале	59
Чебакова Н. М., Парфенова Е. И. Перераспределение растительности в бассейне озера Байкал при возможном потеплении климата	64
Волошин А. Л. О мониторинге современных экзогенных рельефообразующих процессов межгорных котловин забайкальского типа	68

*Региональные проблемы изучения природы
и использования природных ресурсов*

Антроповский В. И. Типы русел рек левобережья верхней и средней Волги	71
Земцов А. А. Исследования Сибирских Увалов	76
Кустова Н. В. Динамика растительности надпойменных террас долины нижнего Иртыша и ее картографирование	81
Немчинов В. Г., Будаев Р. Ц., Резанов И. Н., Савинова В. В. Особенности плейстоценового оледенения юго-восточной части Восточного Саяна	88
Васильев И. С., Самсонова В. В. Климатические предпосылки образования современных приречных дюн на Средней Лене	94
Новороцкий П. В., Мещенина Л. А. Тепловой баланс российской части бассейна Амура	100
Карасев М. С., Гарцман Б. И., Тащи С. М. Пространственно-временные закономерности руслового морфогенеза горных стран муссонной зоны.	106

Социально-экономические вопросы географии

Косицын В. Н. Региональные аспекты оценки и использования пищевых ресурсов леса	117
Зайцева О. Н. Коренное население Забайкалья и традиционное природопользование на современном этапе	121

Методика научных исследований

Галай Е. И. Использование природных минерализованных вод в агромелиорации	124
Кейко А. В., Филиппов С. П., Павлов П. П. О методах оценки влияния энергетики на качество воздуха	127
Куликов А. И., Иванов Н. В. Закономерности дифференциации свойств почв мерзлотного парагена вдоль высотного градиента	133
Барановский В. А. Методические аспекты картографирования экологической ситуации на Украине	139

Обзоры и рецензии

Снытко В. А., Семенов Ю. М. Ландшафтная организация геопространств	144
Жирков И. И. Климаты холодных регионов	145
Розенберг Г. С. Книга о формировании банков данных	146

Хроника, информация

Бакланов П. Я., Мисевич К. Н., Снытко В. А. Десятое научное совещание сибирских и дальневосточных географов	148
Данько Л. В. Оптимизация природопользования в Прибайкалье	150

3. Ресурсы поверхностных вод СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — Т. 10, кн. 1.
4. То же, 1971. — Т. 12, вып. 1.
5. То же, 1973. — Т. 11.
6. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР. Водоохранилища верхней Волги. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.
7. Гидрография рек СССР / Под ред. Е. В. Близняка. — М.: Гидрометеиздат, 1945.
8. Соколов А. А. Гидрография СССР (вод суши). — Л.: Гидрометеиздат, 1964.
9. Давыдов Л. К. Гидрография СССР (вод суши). — Л., 1953. — Ч. 2.
10. Русловой режим рек Северной Евразии (в пределах бывшего СССР) / Под ред. Р. С. Чалова. — М., 1994.
11. Антроповский В. И. О классификациях и районировании русел преобразованных рек и каналов // Гидротехн. строительство. — 1984. — № 11.
12. Фролов Р. Д., Самогин Б. А. Динамика судоходного состояния участка р. Волги у Нижнего Новгорода (нижний бьеф Нижегородского гидроузла) // Тринадцатое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. — Псков, 1998.

*Государственный гидрологический институт,
Санкт-Петербург*

*Поступила в редакцию
3 ноября 1998 г.*

УДК 551.77

А. А. ЗЕМЦОВ

ИССЛЕДОВАНИЯ СИБИРСКИХ УВАЛОВ

Север Западной Сибири в конце XIX и начале XX вв. был практически не изучен. Территория Западной Сибири называлась низменностью и описывалась как покрытая то сплошным моховым болотом, то непроходимой лесной чащей. Рельеф представлялся простым и однообразным с незначительными колебаниями высот. Однако по мере изучения низменности, особенно после проведенной здесь в 1950-е гг. аэрофотосъемки и геологической съемки (листы Государственной геологической карты СССР м-ба 1 : 1 000 000) обнаружено и нанесено на карту много достаточно крупных возвышенностей, увалов, гряд наряду с плоскими низинами, вытянутыми ложбинами стока и замкнутыми котловинами.

В 1967 г. Институтом географии АН СССР опубликована схема размещения крупных орографических единиц в пределах территории, теперь уже названной Западно-Сибирской равниной. Эта схема утверждена Советом министров РСФСР и считается официально принятой. В связи с открытием и освоением здесь в 60-е гг. крупных месторождений нефти и газа возникла необходимость изучения природных условий и естественных ресурсов севера Западной Сибири.

Результаты этих исследований отображены в изданном в 1971 г. атласе Тюменской области. На географических картах были обозначены Сибирские Увалы (СУ), в состав которых включены Белогорский Материк, Увал Нумто, Верхнетазовская возвышенность. Общая протяженность СУ от Енисея на востоке до Оби на западе примерно 1000 км. Они являются водоразделом между правыми притоками Оби — Лямино, Пимом, Тромъеганом и Вахом с Надымом, Пуром и Тазом, стекающими с Увалов на север, в Обскую губу и Тазовскую губу.

Несмотря на сравнительно хорошую изученность СУ, до сих пор возникают дискуссии, в частности о генезисе и возрасте рельефа, слагающих его отложениях, о связи его с тектоническими структурами. По этим вопросам высказываются иногда противоположные позиции, и проблема эта требует дальнейшего изучения. Автор, принимавший участие в течение многих лет в экспедиционных исследованиях и геолого-съёмочных работах в пределах СУ, собрал воедино и обобщил имеющуюся информацию.

Для рельефа рассматриваемой территории наиболее характерны увалы. По определению И. С. Щукина, «увал — вытянутая возвышенность с пологими склонами, без ясно выраженного подножия; вершинная поверхность увала плоская или слегка выпуклая. Относительная высота до 200 м» [1, с. 459]. Местами СУ образуют систему возвышенностей, длина которых, как правило, значительно больше

ширины. Увалы более или менее изолированы друг от друга, но соединяются в группы и образуют холмисто-увалистый рельеф. Такой рельеф наблюдали первые путешественники, побывавшие на севере Западной Сибири: Н. К. Хондажевский [2], А. А. Дунин-Горкавич [3], Б. Н. Городков [4] и др.

Начинаются СУ на западе с Белогорского Материка, который тянется в субмеридиональном направлении вдоль долины Оби. Поверхность его холмисто-увалистая, местами плоская, а в прибрежной части круто обрывающаяся. Здесь наблюдаются высокие (до 50 м и более) яры, где обнажается геологическое строение Материка. Его склон значительно расчленен оврагами и логами, глубина расчленения достигает 150 м. Происходит интенсивный подмыв Материка Обью — от устья Иртыша до пос. Перегребного. Возвышенные формы разбросаны хаотично, среди них выделяются крупные холмы. Пониженные участки отличаются сравнительно плоским рельефом. Наиболее крутые и короткие склоны Материка обращены к долине Назыма, а более пологие — Казыма. К востоку СУ постепенно снижаются.

Центральную часть СУ представляет Увал Нумто — сложная морфоструктура, в субширотном направлении пересекающая меридионально вытянутые складчатые комплексы фундамента. Абсолютные высоты увала изменяются от 131 м на западе до 163 м на востоке, склоны его относительно короткие.

Реки, стекающие с Увала Нумто, перпендикулярны оси главного водораздела и краям Увала. Прибортовые участки расчленены, сама же поверхность сравнительно ровная и заболоченная. Еще М. М. Фрадкин [5] в верховьях Надыма описал вытянутые на северо-восток холмы эллипсоидальной формы 20–40 м высоты, к югу сменяющиеся заболоченными равнинами. Л. П. Шубаев [6] наблюдал здесь же на водоразделе между Надымом и Тромъеганом надымскую морену — эллипсоидальной формы холмы высотой до 30 м, длинная ось которых имеет северо-восточную ориентировку. Местами холмы смыкаются, а между ними образуются котловины, занятые озерами и болотами. В рельефе холмы выражены резко. К северу и югу от морены рельеф понижается. Л. П. Шубаев отнес эту морену ко второму оледенению севера Западной Сибири.

На восток от Увала Нумто поверхность СУ несколько понижается, и на водоразделе р. Пур с правым притоком Оби Тромъеганом абсолютная высота не достигает 100 м. Здесь расположено меридионально вытянутое понижение с обилием озер, перевейными боровыми песками, древними дюнами, небольшими холмами, покрытыми плащом из галек и валунов. Это Верхнеэтыпурская седловина, которая совпадает с Колтогорско-Уренгойским желобом, пересекающим равнину в меридиональном направлении.

К востоку от ложбины поверхность СУ снова повышается до 150–200 м, а в верховьях рек Ватыльки и Каральки — левых притоков Таза, достигает 245–285 м. Это труднодоступная и слабо изученная Верхнетазовская возвышенность.

Рельеф Вах-Тазовского междуречья представляет собой сочетание более или менее изолированных друг от друга беспорядочно расположенных крупных с пологими склонами холмов, относительная высота которых достигает 50 м. Холмы соединяются в группы, образуя холмисто-моренные гряды, ориентированные обычно в широтном направлении. Однако проследить единую отчетливо выраженную в рельефе гряду не представляется возможным. Поэтому нами граница второго тазовского оледенения была проведена здесь местами по фрагментам холмисто-моренных гряд и отдельных холмов [7].

Первоначально холмисто-моренный рельеф Верхнетазовского междуречья, созданный аккумулятивной деятельностью ледника в его краевой зоне, в послеледниковое время был в значительной степени сnivelирован солифлюкцией и особенно сильно расчленен очень глубокими и разветвленными долинами небольших рек и овражно-балочной сетью. Реки здесь отличаются узкими, глубоко врезанными (до 50 м) долинами, главным образом в областях новейших тектонических поднятий. В геоморфологическом районировании Западно-Сибирской равнины эта территория именуется Верхнетазовской денудационно-аккумулятивной, местами ледниково-аккумулятивной сильно расчлененной возвышенной равниной [8].

Верхнетазовская возвышенность продолжается к востоку, где четко выделяются Верхнеелугуйская новейшая котловина и Верхнедубчесское сводообразное поднятие, осложненное положительными новейшими тектоническими структурами, хорошо выраженное в современном рельефе. Поднятие дренируется левыми притоками Енисея — Елогuem, Дубчесом и более мелкими речками, его максимальная абсолютная высота достигает 291 м. Рельеф сильно расчлененный, преимущественно эрозионно-аккумулятивный, но с ясно сохранившимися ледниковыми и водно-ледниковыми особенностями. По берегам Енисея и его притоков вскрываются ледниковые и водно-ледниковые отложения.

В приенисейской части СУ, в пределах Келлог-Теульческой возвышенности, распространен типичный аккумулятивный ледниковый холмисто-грядовый рельеф [9]. Возвышенность сплошь покрыта ледниковыми отложениями среднего плейстоцена (самаровская свита), которые вскрываются по берегам Енисея и его притоков.

Для этой части СУ особенно характерно сочетание холмисто-моренного и зандрового плоского сильно заболоченного рельефа. В первом наблюдается два типа ледниковых форм — комплекс еди-

ничных, местами вытянутых в цепочки невысоких мелких холмов и гряд, а также крупные массивы высоких холмов. Основания холмов как бы слиты воедино («холмовые массивы»). Встречаются массивы редко, например вдоль северо-восточной окраины Келлог-Теульчесской возвышенности. Вторая разновидность — холмы и гряды изометричных очертаний, различных размеров и высот — от 15 до 45 м

На всем протяжении СУ выделяется крупная новейшая тектоническая гряда, где суммарная амплитуда поднятий в плейстоцене составляла от 100 до 250 м. Новейшие сводообразные белогорское верхнетазовское и верхнедубчесское поднятия четко отражаются в современном рельефе [10].

СУ — положительная морфоструктура, сформировавшаяся в конце олигоцена и начале неогена. Она не имеет ясно выраженных поднятий в рельефе фундамента Западно-Сибирской плиты. Для мезозойских же структур характерно в основном меридиональное их простирание. Мнение о том, что СУ начали формироваться лишь в позднем плейстоцене, на наш взгляд, не обосновано. Такое предположение сомнительно, ибо предусматривает слишком короткий период времени для образования и весьма значительную амплитуду поднятий. Известно, что уже в неогене СУ были областью сноса обломочного материала. В плейстоцене они служили своеобразным орографическим барьером, определяющим направление движения ледниковых покровов и распространение вод морских трансгрессий

В начале неотектонического этапа в позднем олигоцене зафиксирован первый наиболее активный рост морфоструктур СУ, приуроченных к глубинному разлому, который играет роль своеобразного шарнира [11]. С конца олигоцена до среднего плиоцена к югу от него преобладали опускания и аккумуляция мощных толщ отложений, а к северу господствовали поднятия и денудация. Изменилась обстановка лишь с конца плиоцена: на севере началась морская трансгрессия и накопление морских осадков значительной мощности, южнее же СУ происходили преимущественно поднятия.

Во время позднекайнозойской регрессии (6,1–5,9 млн л.н.), а также в раннем плиоцене во время первого похолодания (5,4–5,3 млн лет) СУ были сушей [12]. Даже в позднем плиоцене при максимум Колвинской трансгрессии Полярного бассейна и наибольших тектонических поднятий на месте СУ были острова суши. В среднем плейстоцене, во время самаровского оледенения (290–240 тыс. лет) на месте СУ существовала холмистая возвышенная равнина, а в тазовское время (200–140 тыс. лет) здесь также была суша.

Таким образом, СУ существовали довольно длительное время как положительная морфоструктура. Эта зона субширотного трансзападно-сибирского морфоструктурного линеамента стала играть роль своеобразной неотектонической оси. СУ служили не только орографическим барьером в течение всего плейстоцена, но были и достаточно четко выраженной геоморфологической границей, которая сказалась на характере и генезисе плейстоценовых отложений (преимущественно ледниковые и ледниково-морские на севере, аллювиальные, озерные и другие на юге). Увалы были препятствием для стока рек на север, в результате здесь возникли проточные и полупроточные водоемы.

Основные орографические элементы современного рельефа СУ — морфоструктуры, которые возникли на гетерогенном складчатом фундаменте и сформировались в пределах разновозрастных положительных и отрицательных структур мезозойско-кайнозойского чехла в процессе новейших тектонических движений. Иными словами, неотектоника создала основные черты морфоструктуры СУ, однако морфоскульптуру их формировали различные экзогенные процессы, среди которых важную роль играли ледниковая и водно-ледниковая аккумуляция и экзарация самаровского и тазовского оледенений, криогенные процессы. В этой связи целесообразно привести краткую характеристику рыхлых плейстоценовых отложений, слагающих СУ с поверхности.

Геологическое строение СУ крайне сложно и местами еще недостаточно изучено. Лучше исследован Белогорский Материк, для которого была составлена первая геологическая карта северо-западной части Западно-Сибирской низменности [13]. В ярах у с. Самарово Н. К. Высоцким описаны кайнозойские отложения, особенно подробно — свита валунных суглинков, неслоистых грязно-серых грубопесчаных глин и песков с рассеянными в массе валунами. Эта свита мощностью до 14,4 м залегает на доледниковых озерных и речных отложениях — неправильно слоистых серых, бурых и зеленовато-серых с прослоями суглинков с галечниками в основании, с древесными остатками, пресноводными раковинами и костями млекопитающих. Мощность их до 10,5 м. В основании отложений СУ залегают породы палеогена (туртасская свита) и неогена, местами сильно дислоцированные. Эти породы лежат на 30–40, а иногда до 90 м выше уреза воды в Оби. Уже тогда Н. К. Высоцкий справедливо считал, что долина Оби покрывалась ледником, спускавшимся с Урала и испытавшим многократные колебания, поэтому в мощной толще валунных суглинков образовалось несколько слоев морены.

Геологическое строение Белогорского Материка вскрывается в уникальных обнажениях, которые позднее привлекали внимание многих исследователей [9, 14–18].

В июле 1978 г. этот район посетили участники Международного совещания Рабочей группы Проекта Международной программы геологической корреляции четвертичного оледенения Северного полушария, среди которых были крупные специалисты из США, Англии, Норвегии, Финляндии

Польши, Канады, Швеции, Чехословакии, Австрии и др. Ими осмотрены и изучены 8 опорных разрезов по правому берегу Оби в пределах Белогорского Материка: Низямский, Карымкарский, Новокарымкарский, Кормужихантский яры, Халапантские и Богдашкины «горы», обнажения у Малого Атлама и с. Урманного. В этих опорных разрезах вскрыты четыре морены — низямская, карымкарская, халапантская и кормужихантская и разделяющие их межморенные пачки, а также гляциодислокации и ледниковые отторженцы [19]. Все выделенные морены отличаются друг от друга. Самая древняя низямская сложена серовато-коричневыми и серовато-бурыми массивными плотными суглинками с валунами и галькой. Карымкарская морена — ярко желто-бурая, сложена плотной супесью с обильно рассеянным гравием. Халапантская морена темно-серая, почти черная за счет многочисленных отторженцев палеогеновых глин. Для этой морены характерен комплекс валунов из метаморфических пород, углистых сланцев, порфиритов и др. Эта морена отнесена нами к тазовскому оледенению (абс. дата 120–130 и 200–210 тыс. лет). Кормужихантская — самая молодая морена, она сложена маломощными (3–8 м) валунными суглинками светло-бурого цвета. Среди валунов — граниты, амфиболиты, различные сланцы, серпентиниты. Из осадочных пород — песчаники, кремни, глинистые сланцы [19–23].

В резолюции Совещания отмечено: «В ходе полевых экскурсий в районе Белогорской возвышенности члены Рабочей группы единодушно признали наличие нескольких моренных горизонтов, разделенных межморенными отложениями, в том числе отложениями с межледниковой флорой. Рабочая группа не обнаружила следов морских отложений» [20, с. 199].

В центральной части СУ, в районе Увала Нумто, буровыми работами «Главтюменьгеологии» и «Сибгипротранса» были вскрыты два моренных горизонта, которые сопоставляются с самаровским и тазовским оледенениями. А. Е. Бабушкин [21], обобщив материалы площадных геологических съемок м-ба 1 : 200 000, начатых с 1980 г., с привлечением большого объема керна колонкового бурения, дал подробную характеристику геологических разрезов СУ. Им же проведена корреляция вскрытых отложений с моренами Белогорского Материка.

Четвертичные отложения залегают на породах олигоцена и неогена, распространены повсеместно, но имеют различную мощность. В их основании — талагайкинский горизонт, отложения которого по р. Пякупуру выполняют глубоко врезаемые ложбины. Горизонт сложен мелкозернистыми и разнозернистыми песками с галькой и гравием кремнистых пород, песчаниками с прослоями коричнево-черных глин.

Низямский горизонт сложен ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями — суглинками и песками серого и темно-серого цвета. Они содержат гравий, гальку из кремней, опоки и сидерита, черные алевриты и отдельные неправильные блоки черных глин. Морена подстилается озерно-ледниковыми глинистыми отложениями мощностью до 15–20 м. Спорово-пыльцевые комплексы состоят из лесотундровых растений. Климат в этот период был холодным [21].

Тобольский горизонт среднего плейстоцена сложен светло-серыми, желтовато-серыми мелко- и тонкозернистыми песками с подчиненными прослойками глин. Самаровский горизонт (свита) представлен ледниково-озерно-ледниковыми глинами или флювиогляциальными песками. Подошва их в пределах СУ расположена на высоте 90–100 м. Делятся они на 3 пачки: нижнюю (мощность 13–13,5 м), среднюю (10–12 м) и верхнюю — суглинок темно-буровато-серые до черных моренные с гравием и галькой, местами с валунами и глыбами окисленных с поверхности сидеритов. На водораздельных приподнятых участках самаровский горизонт обычно представлен одной, вероятно нижней, мореной, а глинистые отложения опесчаниваются или совсем выпадают из разрезов. В морене много переотложенных остатков из меловых и третичных пород. Возраст морены 200 ± 28 тыс. лет. Флювиогляциальные отложения встречаются редко [21].

Ширтинский горизонт (свита) залегает на размытой поверхности самаровской морены. Подошва ее расположена на абсолютной высоте от 40 до 130 м. В наиболее полных разрезах выделяются три пачки в основном песчаных и глинистых пород мощностью до 25 м. Возраст 180 ± 40 тыс. лет [21]. Тазовский горизонт (свита) включает конечно-моренные образования, которые формируют водораздельную поверхность центральной части СУ на высоте 110–150 м. Это преимущественно флювиогляциальные пески с валунами и галькой в верхней части разреза холмов.

Таким образом, в центральной части СУ также имеют место валунные супеси и грубозернистые пески с валунами и галькой.

Геологическое строение Верхнетазовской возвышенности изучено недостаточно. Первые сведения были опубликованы лишь в 50-х гг. [24]. Нами пройдены здесь маршруты по Верхнему Тазу и его притокам Ватыльке и Каральке, а также выполнен ряд пеших маршрутов. Наши исследования Верхнетазовской возвышенности показали, что она сложена с поверхности четвертичными отложениями различного генезиса, в том числе ледниковыми и водно-ледниковыми. Общая мощность их во впадинах рельефа достигает нескольких десятков метров. Залегают они на мезозойских (верхний мел) отложениях сымской свиты — песках белого цвета кварцево-полевошпатовых с примесью каолина.

В разнозернистых плохо окатанных и отсортированных песках наблюдается крупная горизонтальная и косая слоистость с линзами, с прослоями галечника из кварца, кварцитов, яшмы, кремния, что резко отличает их от валунов и галек из траппов в перекрывающих четвертичных отложениях. В песках сымской свиты отмечаются линзы и слои плотных тонкослоистых глин коричневого или темно-вишневого цвета с отпечатками верхнемеловых растений и семенной флоры. В тяжелой фракции этих пород значительно преобладают темноцветные рудные минералы.

Подробно описаны и четвертичные отложения Верхнетазовской возвышенности [24, 25], где выделено два моренных горизонта: нижний — самаровская морена и верхний — тазовского оледенения. Это суглинки и супеси с валунами и галькой, грубозернистые гравелистые пески с валунами и галькой. Суглинки комковатой структуры, местами массивные плотные с раковистым изломом, песчаные и неслоистые содержат мелкую гальку и реже валуны размером от 0,2 до 1,5 м в диаметре.

В их петрографическом составе преобладают группы траппов (долериты, диабазы, габбро, базальты), реже встречаются красные песчаники, глинистые и углистые сланцы, мраморизованные известняки, кварц. В минералогическом составе тяжелой фракции морен преобладают пироксены и рудные минералы, реже гранат, циркон, сфен, эпидот и др. В легкой фракции — глинистые минералы (до 65,5 %), кварц (21 %), полевые шпаты (8,4 %).

Следует отметить, что при стратиграфическом расчленении нами широко использовались данные по минералогическому составу четвертичных отложений и петрографическому составу включенного в них валунно-галечникового материала. Отложения сформировались за счет разрушения пород трапповой формации [25]. Это единая толща, принесенная ледником со Среднесибирского плоскогорья. Ее нельзя, на наш взгляд, принимать за диамиктон или миктит — отложения дрейфующего льда [12].

Межледниковая толща, залегающая на валунных суглинках, состоит из песков серого и желтовато-серого цвета средне- и тонкозернистых с горизонтальной слоистостью. Местами они переслаиваются с крупнозернистыми песками, супесями и суглинками. Редко в толще наблюдаются прослойки растительного детрита и торфа. Минералогический состав толщи резко отличается от состава перекрывающих и подстилающих ее морен. В тяжелой фракции содержатся пироксены (не более 10 %), а в торфяных прослоях — близкие к современным споры и пыльца.

Верхняя тазовская морена представлена супесями и песками с валунами и галькой. На холмах с абсолютной высотой 245 и 285 м шурфами под почвой вскрыта разнородная по механическому составу морена с валунами из траппов до 0,4 м в диаметре. В ее минералогическом составе преобладают пироксены [24, 25].

В приенисейской части СУ, особенно на Келлог-Теульчесской возвышенности и в Енисейской депрессии, широко распространены мощные (до 100 м и более) толщи валунных суглинков, супесей и песков с галькой и валунами. Они обнажаются в ярах по левому и правому берегам Енисея и его притоков, а также вскрываются буровыми скважинами. В этой мощной толще валунных суглинков С. А. Архипов [26] выделяет три пачки, соответствующие самаровскому оледенению. Первая сверху пачка названа варламовской, а вторая самаровской. Между ними залегают межледниковые отложения. В естественных обнажениях выделяется и тазовская морена.

Гипсометрическое положение самаровского ледникового комплекса неодинаково. Он обволакивает и перекрывает крупные неровности тектонического палеорельефа. Мощность комплекса также изменяется в пределах десятков метров. Представления С. А. Архипова [26], В. А. Зубакова [22] и многих других в основном подтверждены и дополнены более поздними исследованиями приенисейского участка СУ [19–23]. Мощная толща валунных суглинков в Енисейской депрессии достигает 100 м. В ней отмечены крупные отторженцы в глубоких ледниковых ложбинах Елогуя, Бахты и других рек. В тазовской морене преобладают плитчатые текстуры послойно-пластичного течения льда; имеются отторженцы меловых и плейстоценовых глин. В этой морене содержатся валуны диоритов, галька бокситов, обломки меловых глин. Минералогический состав тяжелой фракции преимущественно пироксеновый (до 70 %).

Таким образом, и эта восточная часть СУ имеет много сходных черт с западной и центральной частями. Отложения плейстоцена здесь включают ледниковые и водно-ледниковые образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Шукин И. С.** Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. — М.: Сов. энцикл., 1980.
2. **Хондажевский Н. К.** Зимнее исследование нагорного берега Иртыша от Тобольска до Самарово и северных тундр между Обскою губою и Сургутом // Зап. Зап.-Сиб. отдела РГО. — 1880. — Кн. 10.
3. **Дуни-Горкавич А. А.** Тобольский Север. Общий обзор страны, ее естественных богатств и промышленной деятельности населения. — СПб., 1904.
4. **Городков Б. Н.** Западно-Сибирская экспедиция Российской Академии наук и Русского географического общества // Природа. — 1924. — № 7–12.

5. Фрадков М. М. О двукратном оледенении Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. — 1939. — Т. 24, № 4.
6. Шубаев Л. И. Геоморфологический очерк бассейна р. Торм-Яун и водораздела ее с рекой Надым // Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та. — 1948. — Т. 73.
7. Земцов А. А., Шацкий С. Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период в европейской части СССР и Сибири. — М., 1959.
8. Геоморфология СССР. Равнины и горы Сибири. — М.: Наука, 1975.
9. Деменев В. А. Геоморфологический очерк долины р. Назым и прилегающей части долины р. Оби // Изв. ГГО. — 1936. — Т. 68, № 4.
10. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири. — М.: Недра, 1981.
11. Лазуков Г. И. Плейстоцен территории СССР. — М.: Высш. шк., 1989.
12. Чочиа Н. С., Евдокимов С. П. Палеогеография позднего кайнозоя Восточной Европы и Западной Сибири (ледниковая и ледниково-морская концепция). — Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1993.
13. Выходцев Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири // Геол. исследования Сибирской железной дороги. — 1896. — Вып. 5.
14. Громов В. И. Материалы по изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. — 1934. — Т. 3, вып. 2.
15. Ильин Р. С. Геология низовьев Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Бол. Атлыма. — Томск, 1936.
16. Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности. — М.; Л.: Гостехопиздат, 1946.
17. Нагинский Н. А. Напорные образования и фазы развития Уральского ледникового покрова Западно-Сибирской низменности // Природа. — 1948. — № 12.
18. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970.
19. Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. — Новосибирск: Наука, 1981.
20. Ледниковая геология Белогорской возвышенности, Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. — Новосибирск, 1978.
21. Бабушкин А. Е. Верхнекайнозойские отложения Сибирских Увалов Западно-Сибирской равнины // Сов. геология. — 1989. — № 7.
22. Зубаков В. А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. — 1972. — Т. 184.
23. Морены и динамика оледенений Западной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1987.
24. Земцов А. А. Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья // Тр. Том. ун-та. — 1957. — Т. 147.
25. Земцов А. А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). — Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976.
26. Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. — Новосибирск: Наука, 1964.

*Томский государственный
университет*

*Поступила в редакцию
25 сентября 1998 г.*

УДК 504.06:574.9(571.12)

Н. В. КУСТОВА

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ НАДПОЙМЕННЫХ ТЕРРАС ДОЛИНЫ НИЖНЕГО ИРТЫША И ЕЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

При освоении новых районов Западной Сибири в связи с выполнением экологических экспертиз актуально изучение строения и динамики природной среды. С этой целью в регионе проводились многолетние прогнозно-географические исследования, согласно программе которых в долине Иртыша, в его нижнем течении, изучались структура и динамика растительности надпойменных террас.

Исследование связано с оценкой современного состояния и возможных изменений природных условий отдельных районов Западной Сибири под воздействием регионального перераспределения водных ресурсов. Цель исследования — изучить современное состояние растительности террас в до-