И. И. Задкова

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧИЙ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ИРТЫША

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 42

И. И. ЗАДКОВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧИЙ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ИРТЫША

Ответственные редакторы
докт. геол.-минер. наук
проф. Ф. А. Никитенко,
канд. геол.-минер. наук И. В. Волков

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1973

УДК 552.51/571.1/+551.49

В работе на основе микроморфологического, минералогического и геохимического методов исследования доказывается ритмичный характер осадкообразования в районе в средне-верхнечетвертичное время.

Климат и общие геологические условия определили три основных типа разрезов четвертичных отложений, существенно отличных по своему строению и составу.

Основными факторами в формировании лессовидных пород являлись склоновые процессы, выветривание, а также, в некоторых случаях, перенос материала ветром, по-разному проявлявшие себя во времени и на площади.

3 $\frac{0292-1468}{042(02)-1973}$ 600—72

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА», СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ, 1973.

ВВЕДЕНИЕ

Открытие крупнейших месторождений нефти и газа в Западной Сибири со всей остротой поставило на повестку дня грандиозные задачи освоения земель этого края. Изыскания в связи со строительством путей сообщения и зданий потребовали особого внимания к составу, свойствам и условиям образования самой верхней части осадочного чехла — покровным лёссовидным образованиям. Не меньший интерес к составу покрова проявляется и как к почвообразующей породе в сельском хозяйстве.

Нельзя разрешить теоретические вопросы, касающиеся генезиса лессовых толщ (способ накопления материала, роль вторичных факторов в формировании их специфических свойств и т. д.) без изучения отложений, их подстилающих.

Работы, касающиеся литологии и состава четвертичных отложений Западной Сибири, весьма немногочисленны. Базируются они в основном на результатах изучения береговых обнажений. Строение и состав образований антропогена на водораздельных пространствах остаются во многом не ясными.

Цель данной работы — определить основные черты состава покровных лессовидных отложений низовьев Иртыша на междуречьях и условия их формирования в связи с геологической историей района.

Поставленная задача не позволила автору ограничиться рассмотрением только покровных образований и обязала проследить эволюцию состава всего комплекса пород позднего кайнозоя хотя бы в самых общих чертах.

Объектом исследования выбраны участки Обь-Иртышского, Ишим-Иртышского и Тобол-Ишимского междуречий, которые следуют друг за другом почти в меридиональном направлении от широты пос. Семейка на Иртыше до широты пос. Киялы, расположенном несколько южнее г. Петропавловска (рис. 1) и имеют общую протяженность в этом направлении около 500 км. Скульптура их поверхности довольно своеобразна.

Самый северный участок — Обь-Иртышское междуречье — известен в литературе под названием Тобольского «материка». Он представляет собой относительно высокую равнину, поверхность которой поднимается с севера на юг; абсолютные отметки основного уровня материка в северной части междуречья 70—75, в южной — 80—95 м. Входит в зону тайги. Значительная часть равнины заболочена. В юго-восточной его части (район пос. Колтырмы) наблюдаются поднятия с абсолютными отметками 120—125 м. Поверхность материка расчленена долинами правых притоков Иртыша (Б. Бича, Туртас, Демьянка) и левых притоков Оби (Б. Юган, Б. Салым). Правый берег Иртыша обычно обрывается к руслу крутым уступом, высота которого достигает 40—50 м. Левый берег Оби в пределах северной границы района низкий и заболоченный (Волкова, 1966 и др.).

Второй участок — равнина Ишим-Иртышского междуречья — в северо-западной части сильно заболочен. Относительные колебания высотных отметок здесь 3—5 м. Южная граница этой равнины совпадает с береговой линией древнего водоема, выраженной пологими широкими валами на абсолютных отметках, близких к 100—105 м. Относительная высота

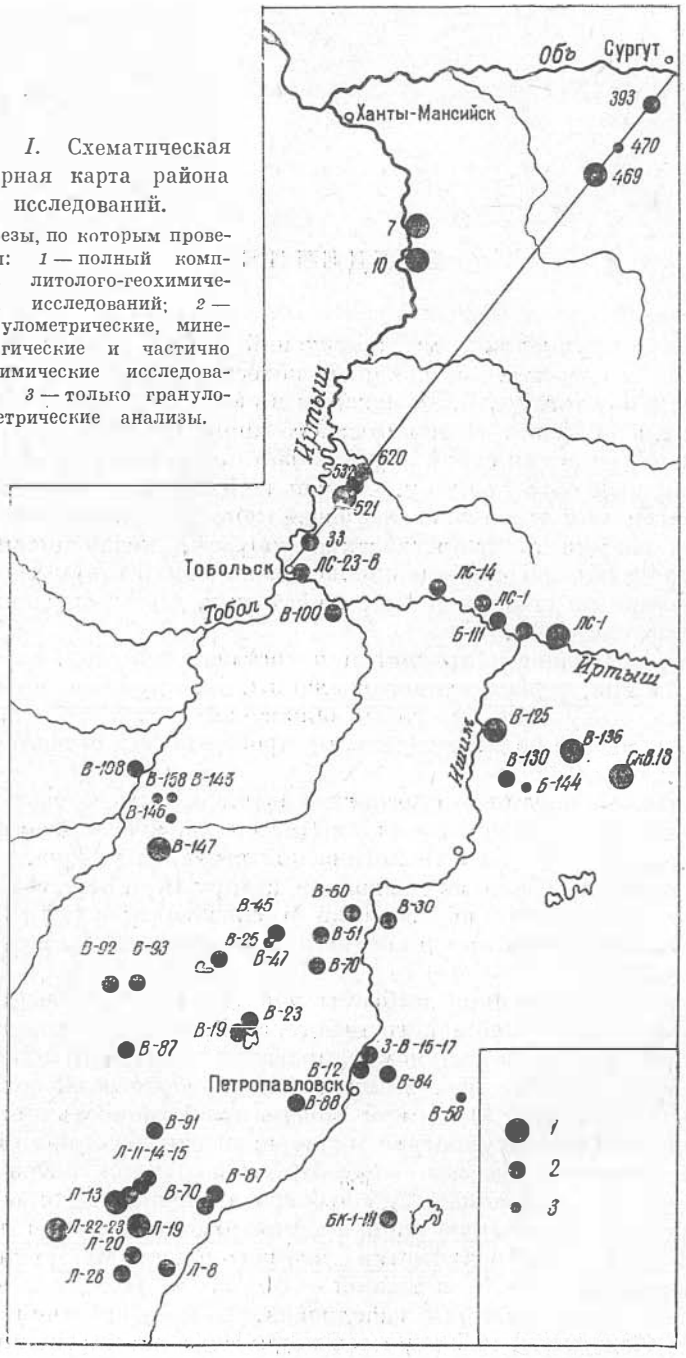


Рис. 1. Схематическая обзорная карта района исследований.

Разрезы, по которым проведены: *1* — полный комплекс литолого-геохимических исследований; *2* — гранулометрические, минералогические и частично геохимические исследования; *3* — только гранулометрические анализы.

уступа примерно 30 м. Восточнее долины Ишима обнаружены формы рельефа, весьма напоминающие валы; верхняя часть их лежит на абсолютных высотах, близких к 125 м. И. А. Волков и В. С. Волкова (1964), описавшие эти образования, заключили, что в свое время севернее валов располагался обширный озерный бассейн. Равнину, простирающуюся к северу от него, они считают древней абразионно-аккумулятивной озерной равниной. Максимальный уровень озера доходил до 120—130 м. Поскольку эти отметки соответствуют высоте Арало-Иртышского водораздела (126 м), И. А. Волков допускает, что воды его могли сбрасываться на юг, что пред-

полагали и некоторые другие исследователи. Южнее располагается обширная плиоценовая равнина, постепенно переходящая в Кокчетавскую возвышенность. Центральная часть возвышенности прорвана обширным зерендинским батолитом. Здесь распространены кристаллические породы (граниты, гранодиориты, порфириты и др.), на которых развиты коры выветривания (Кассин, 1941, 1948; Разумова, 1956 и др.). Южная часть Ишим-Иртышского междуречья расчленена слабо. Озера бессточны и мелководны.

Равнина третьего участка — центральной части Тобол-Ишимского междуречья — практически лишена современной речной сети. Реки Ишим и Тобол, ограничивающие ее с востока и с запада, имеют транзитный характер и не принимают здесь притоков. На поверхности междуречья много соленых озер и болот. Котловины этих озер и многочисленные однообразно ориентированные гряды создают своеобразный рельеф, который именуется в литературе грядово-котловинным. Растительность здесь и в южной части Ишим-Иртышского междуречья степного типа и представлена травами, кустарниками и редкими березовыми колками (Волков, 1965).

Небольшие превышения поверхности Западно-Сибирской низменности над уровнем моря (не более 200 м) обусловили почти идеальную ее равнинность и отчетливое зональное распределение географических ландшафтов и климатических поясов в ее пределах. На рассматриваемой территории располагаются зоны тайги, лесостепи и степи (рис. 2). Н. М. Страхов (1962) на территории Западной Сибири наметил области с различным режимом тепла, влаги и типами выветривания: 1) умеренно влажного климата с нормально развитым выветриванием; 2) ослабленного проявления химического выветривания из-за малого количества осадков; 3) седиментогенеза, близкого к аридному.

Перечисленные районы различны по геологическому строению. В пределах региона выделяется ряд тектонических структурных элементов. На фоне крупных структурных единиц — Прикокчетавской возвышенности на юге и обширной Ханты-Мансийской впадины на севере, характеризующейся устойчивым режимом прогибания в течение мезозойской эры, прослеживаются более мелкие структурные единицы. В самой южной части территории зафиксирована зона поднятий — Кустанайская седловина и Приказахстанская моноклиналь. Кустанайская седловина с юга граничит с Тургайским прогибом, время основного прогибания которого относится к меловому, палеогеновому и неогеновому периодам. Приказахстанская моноклиналь переходит севернее в Вагай-Ишимский выступ, осложненный Старо-Солдатским валом. Приказахстанская моноклиналь и Вагай-Ишимский выступ на востоке граничат с крупной Омской впадиной, основной этап прогибания которой падает на меловой и палеогеновый периоды (Ростовцев и др., 1961).

К. В. Боголепов (1962), рассмотрев кайнозойскую и мезозойскую тектонику Сибири, отнес Западно-Сибирскую плиту (геосинеклизу) к структурам «шельфового ряда», для которой в мезозое были характерны тенденции к устойчивому погружению. В позднемеловую и раннепалеогеновую эпохи вся северная часть Азиатского континента характеризовалась, по его данным, слабыми колебательными движениями, продолжающимся ростом и сопутствующей ему денудацией положительных структур. С конца палеогена в рассматриваемом регионе устанавливается континентальный режим. В неоген-четвертичный период вновь увеличиваются дифференцированные тектонические движения.

В тектонической жизни Сибири К. В. Боголепов отмечает отдельные переломные этапы, характеризующиеся спадом тектонической активности, с которым связано резкое уменьшение амплитуды дифференцированных движений, пенепленизации одних областей или замедленное опускание других. Тектоническая стабилизация обусловливает региональные перерывы в осадконакоплении. Подчеркивается, что каждая из геоструктур-

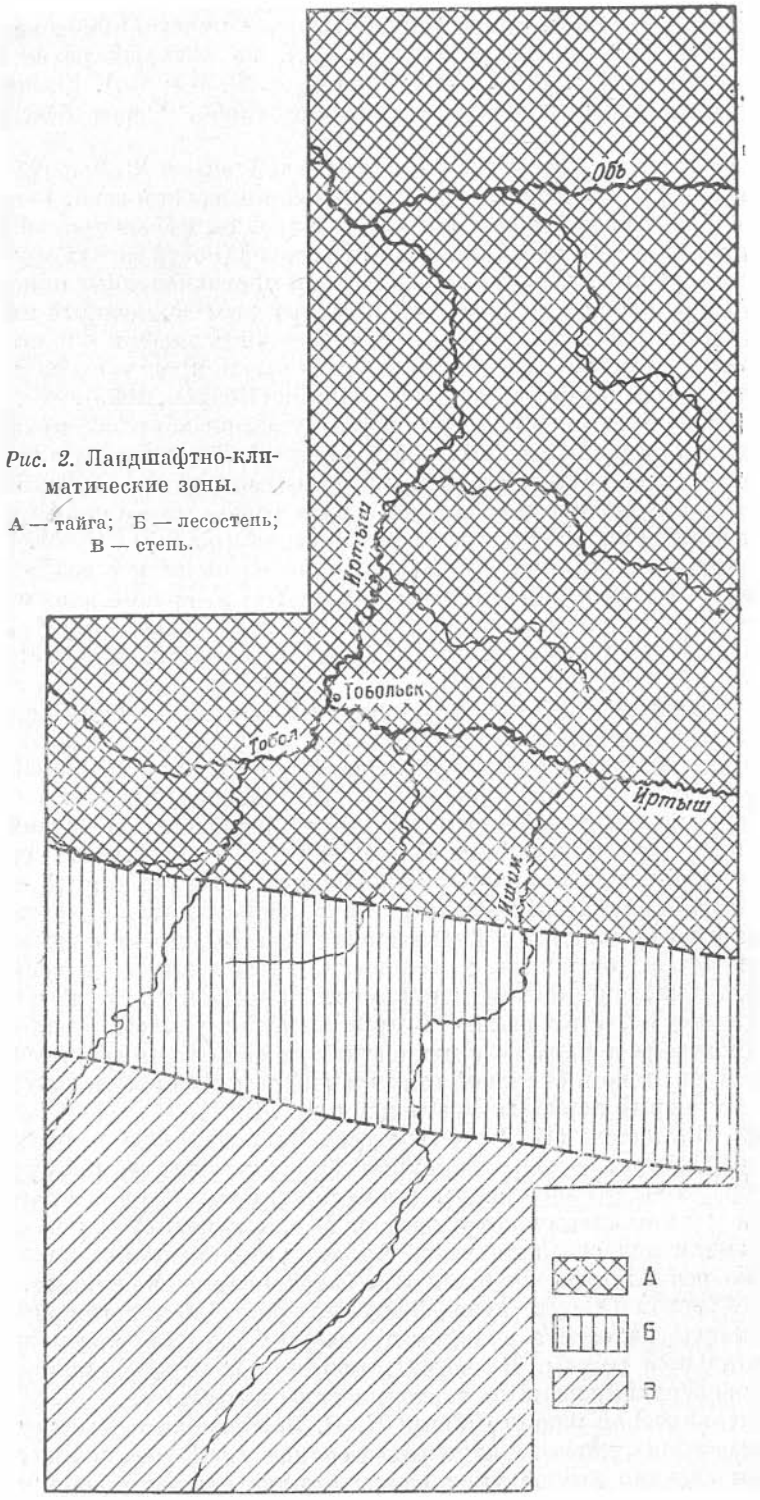


Рис. 2. Ландшафтно-климатические зоны.

А — тайга; Б — лесостепь; В — степь.

ных областей обладает присущим ей ритмом тектонических движений, связанным с особенностями ее развития и не совпадающим по времени и размаху с осцилляциями в смежных регионах. Разная направленность движений выражается в одновременном сосуществовании на территории Сибири разнообразных форм рельефа и широкой гаммы формаций.

Для общей направленности развития территории Сибири в мезокайнозое К. В. Боголепов считает характерным: а) последовательное усиление геократического режима и роста континентальных областей; б) структуры континентального ряда приобретают все более широкую сферу распространения, накладываясь на области предшествующего шельфового и геосинклинального развития.

По данным некоторых исследователей (Николаев, 1963; Фиалков, 1967; Раковец, 1967), Западно-Сибирская плита как и ее горное обрамление — древняя Уральская складчатая зона с запада, Енисейский кряж с востока, Казахское нагорье и Алтайская горная страна с юга и юго-востока — характеризуется тектонической активностью и в новейшее время. Располагающиеся в различных климатических и геоструктурных зонах междуречные участки отражают в своем строении и составе отложений геологическую историю региона и представляют значительный интерес для изучения.

По своему строению уже в нижнем олигоцене на площади четко выделяются два типа разрезов одновозрастных отложений, обусловленных различиями в их фациальном, тектоническом и климатическом положении. Первый тип приурочен к области максимального погружения палеозойского фундамента — Ханты-Мансийской впадине и сложен монотонной толщей зеленовато-серых глин. Второй характерен для южной зоны унаследованно-развивающихся в мезокайнозое положительных структур и представлен песчано-глинистыми с красноватыми оттенками породами, формировавшимися в условиях суши (Николаев, 1963). По современным представлениям (Мартынов, 1966; Зальцман, 1964; Антыпко, 1964; Шацкий, 1955; Волкова, 1966 и др.) строение отложений позднего кайнозоя района схематически можно представить в следующем виде.

На Обь-Иртышском междуречье комплекс четвертичных образований обычно залегает с размывом на континентальных отложениях олигоцена.

Отложения неогена распространены лишь в пределах третичного плато в южной части Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий, где непосредственно подстилают четвертичные породы.

Согласно решению Межведомственного стратиграфического комитета (1961), четвертичные отложения региона подразделяются на нижнечетвертичные (Q_1), среднечетвертичные (Q_2), верхнечетвертичные (Q_3) и современные (Q_4). Для территории Западно-Сибирской низменности в отделах четвертичной системы выделено одиннадцать единых для всей площади региональных горизонтов (снизу вверх): доледниковый Q_1ag, древний ледниковый (демьянский) Q_1d, тобольский Q_2t, самаровский Q_2sm, мессовско-ширтинский Q_2m, тазовско-санчуговский Q_2tz, казанцевский Q_3kz, зырянский Q_3zr, каргинский Q_3kr, сартанский Q_3sr, современный Q_4 (табл. 1). В местных районных схемах им соответствуют свиты, слои и пачки.

По схеме В. И. Громова (1937), четвертичная система делится на эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен, для которых установлены руководящие комплексы фауны четвертичных млекопитающих. Последние послужили основой для расчленения толщи четвертичных отложений на горизонты в унифицированной стратиграфической схеме.

Для определения состава и условий формирования покровных отложений междуречий был выполнен комплекс литологических исследований разрезов четвертичных отложений региона с привлечением современных методов: термолюминесцентного, рентгеноструктурного, инфракрасной спектроскопии и др.

Таблица 1

Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральной части Западной Сибири

Единая стратиграфическая шкала			Унифицированная стратиграфическая схема центральной части Западной Сибири, 1960 (Решения, 1961).			Стратиграфическая схема (Громов, 1961)		
Ярус	Зона	Подзона	Горизонт	Индекс	Фауна млекопитающих	Система	Отдел	Ярус
Верхний	Elephas primigenius	Elephas primigenius	Современный	Q_4	Верхнепалеолитический комплекс	Антропоген	Голоцен	
			Сартанский	Q_3st			Плейстоцен	Вюрмский
			Каргинский	Q_3kr				
			Зырянский	Q_3z				
			Казанцевский	Q_3kz				
		Elephas primigenius	Тазовско-Санчуговский	Q_2ts				
Средний			Мессовско-Ширитинский	Q_2m				
			Самаровский	Q_2sm				Рисский
	Elephas trogontherii		Тобольский	Q_2t	Хазарский комплекс			
Нижний	Elephas wüsti		Ледниковый (демьяновский)	Q_1d	Тираспольский комплекс		Эоплейстоцен	Миндельский
			Доледниковый	Q_1od				
			Кустанайский	N_3^2				

Исследования проводились автором с 1963 по 1967 г. в ИГиГ СО АН СССР в рамках соответствующей темы, разрабатываемой лабораторией литологии в содружестве с лабораторией геоморфологии и неотектоники. При этом были изучены коллекции образцов пород как собственных сборов (1963, 1964, 1966), так и каменный материал, любезно предоставленный автору И. В. Волковым (из разрезов Ишимской степи), Я. С. Тарасенко (из разреза скв. 18, пробуренной Омской геологоразведочной экспедицией близ пос. Смыково), В. С. Волковой и А. И. Воробьевым (из буровых скважин, заложенных по линии проектируемой железной дороги Тобольск — Сургут). Стратификация конкретных разрезов произведена И. А. Волковым и В. С. Волковой (Волков, Волкова, Задкова, 1969; Волкова, Воробьев, Задкова, 1970). Различного вида анализы выполнялись в соответствующих лабораториях ИГиГ, СНИИГГиМСа и НТГУ. Фотоснимки С. Г. Моторина и И. Т. Саножникова.

Большую практическую помощь в работе автору оказали Д. К. Архипенко, Б. В. Василенко, Б. А. Галкин, В. М. Дорош, Ю. А. Кутовой, В. Г. Максенков и другие товарищи. В процессе работы ценные советы и консультации были получены от Е. П. Акульшиной, С. А. Архипова, И. А. Волкова, Ф. А. Никитенко, Н. В. Ренгартен, Е. В. Шанцера.

Всем, способствовавшим подготовке монографии, автор выражает глубокую благодарность.

ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО РАЙОНУ РАБОТ

Первые сведения по литологии отложений кайнозоя Обь-Иртышского бассейна встречаются в работах П. Л. Драверта (1923, 1924, 1929, 1930). Изучая разрезы правобережья Иртыша под г. Тобольском, он впервые применил минералогический анализ для расчленения толщ и затем пользовался этим методом при описании осадочных образований Западно-Сибирской низменности.

Впервые комплексное изучение четвертичных и подстилающих толщ низовьев Иртыша ниже пос. Горная Суббота, а также Оби в ее среднем течении провел Р. С. Ильин (1935, 1936). Изучая растительные остатки, диатомовые водоросли, данные гранулометрического, минералогического и химического составов пород (литологические исследования были проведены Н. П. Нагорским и Е. В. Шумиловой), автор делает ряд интересных выводов по геологии района:

1. Слоистые кварцевые пески (атлымская свита) в обнажениях между с. Атлым и юртами Сурейскими, лежащие на опоках, отвечают поднятию страны и уходу моря. Перекрывающие их пылеватые пески с глауконитом (притобольская свита) соответствуют погружению страны и наступлению моря. Таким образом, «море то приближалось, то удалялось» (Ильин, 1936). В атлымской толще им отмечены стяжения сферосидерита, которые впоследствии стали считаться коррелирующим признаком верхних толщ третичных образований района.

2. Обращая внимание на расслаивание отложений, относимых к моренам, он, вслед за Н. К. Высоцким (1896), считает, что в краевой зоне оледенений имеются следы лишь одного оледенения (рисского), давшего сложные колебания вблизи своей резко выраженной границы. Вместе с этим он отрицает присутствие в районе типичных морен и песчаных зандров. Р. С. Ильин отмечает, что валуны в отложениях только кажутся рассеянными. На самом деле они приурочены к низам слоев, что свидетельствует о субаквальном их отложении. Горизонты, расслаивающие морские образования, сложены диатомитами и опоками. Автор полагал, что погружавшаяся под тяжестью льдов территория испытывала периодические ингрессии моря. Из профиля Иртыша и Оби, нарисованного Р. С. Ильиным, видно, что отложения, относимые к рисским ледниковым и межледниковым, протягиваются через весь этот район до г. Тобольска. Отмечается повышенное содержание тяжелой фракции и роговой обманки в отложениях рисской морены; пироксены в заметных количествах не встречены.

3. Отложения покровного комплекса он считает продуктом бурных временных ливневых потоков (делювиальные и аллювиально-делювиальные отложения). В нижних его горизонтах им встречены галька и валуны. Вверх по разрезу, вместе с понижением медианного размера зерен отмечается улучшение сортировки покровных образований.

Сравнивая характер послеледниковых отложений самаровской и демьянской зон, Ильин видит существенные отличия в их составе. Так, количество распыленного $CaCO_3$ в породах демьянской зоны больше, чем в самаровской, что свидетельствует о том, что отложения демьянской

зоны создавались в условиях более длительной и более жаркой фазы, чем покровный комплекс самаровской зоны. В почвах согмской зоны, которые, так же как и демьянские, являются более древними по отношению к почвам самаровской зоны, он отмечает большее, чем в почвах самаровской зоны, содержание гумуса.

4. В работе приводятся данные гранулометрического состава пород покровного комплекса демьянской зоны. В них, как правило, преобладают частицы фракции 0,05—0,01 (42—63%).

5. Впервые в четвертичных отложениях низовьев Иртыша выделены погребенные почвы и элювиальные горизонты.

А. Г. Бер (1938) на основании фациального анализа неогеновых и четвертичных отложений р. Ишим и низовьев Тобола пришла к выводу, что распространение обширных водных бассейнов на периферии ледника максимального оледенения доходило до 58° северной широты. Территория к югу от нее является более старой геоморфологически, сохранившей формы доледниково-третичного времени.

В. Г. Васильев (1939), изучивший минеральный состав в обнажениях пород района правобережья Иртыша ниже г. Тобольска, бассейна рек Б. Юган и Обь ниже устья Иртыша, выделил характерные группы минералов, свойственные отложениям различного возраста и рассмотрел генезис терригенного материала, входящего в состав мезокайнозойских толщ. Для подстилающего третичного комплекса пород как в Прииртышье, так и отложениях Юганского бассейна, характерно низкое содержание роговой обманки и плагиоклазов, сильная выветрелость полевых шпатов и калиевых слюд, высокое содержание глауконита. Нижнечетвертичные отложения отличаются от нижележащих повышенной крупностью зерна и полимиктовостью (высокое содержание полевых шпатов, апатита и биотита), что позволило автору сделать вывод об усилении эрозионных процессов в начале четвертичного периода. В составе отложений, относимых к моренным у с. Самарово, он фиксирует значительное (35—65%) содержание роговой обманки и повышенное (до 5,6%) плагиоклаза. В первом горизонте морены он выделяет слой глауконитового песка, ранее отмеченный Р. С. Ильиным (1936). Толщу опок, лежащую на морене, он считает отторженцем. Высокий процент кварца в самаровской морене и присутствие таких минералов, как роговая обманка, гранат, рутил, дистен, глаукофан и др., позволили ему сделать вывод, что эта морена формировалась за счет разрушения кислых и средних кристаллических пород и метаморфических комплексов. Присутствие в составе морен валунов кислых и средних изверженных пород и кристаллических сланцев указывает на то, что областью питания являлся Урал.

Петрографический состав валунных и галечниковых отложений Сургутского района (бассейн Б. Югана) показал, что наиболее распространенный тип пород в них — траппы, состоящие из плагиоклаза, моноклинного пироксена — авгита, оливина, биотита и магнетита. Автор предполагал, что источником материала в данном случае являлись не траппы, послужившие источником питания отложений Усть-Енисейского залива, а возвышенная область, существовавшая на севере. Основанием для этого вывода послужило то, что в отложениях морен западных районов низменности он не встретил типичные для морен Усть-Енисейского района моноклинные пироксены. В действительности же, по данным Н. А. Нагинского (1959), Ю. П. Казанского (1954) и нашим (Волкова, Воробьев, Задкова, 1970), содержание моноклинных пироксенов в горизонтах, относимых к моренным, в северо-западной части Обь-Иртышского междуречья высокое, что позволяет считать вывод об источниках питания недостаточно обоснованным.

Для более молодых покровных отложений Юганского бассейна В. Г. Васильев считает характерным высокое содержание кварца (до 75%

легкой фракции, до 35% черных рудных в тяжелой фракции), а также уменьшение роли роговой обманки (до 25%).

Работа В. Н. Сакса (1951), в которой содержатся сведения по литологии и минералогии отложений квартера севера Западно-Сибирской низменности, касается только самых северных участков нашего района, расположенных на широте пос. Горная Суббота — с. Самарово. Здесь им выделена толща морены, состоящая из трех горизонтов. Характеризуя минеральный состав четвертичных образований территории, В. Н. Сакс отмечает широкое распространение моноклинных пироксенов в восточных — Приенисейских — районах лишь до широты р. Пура, где их количество составляет 12—70%. Западнее он не отмечает более или менее заметных содержаний пироксенов, что объясняется, по-видимому, слабой изученностью разрезов четвертичных отложений района к этому времени. Согласно нашим наблюдениям (Волкова и др., 1970), высокое содержание пироксенов (до 90% тяжелой фракции) в самаровских отложениях прослеживается до широты пос. Семейка.

Вещественный состав разрезов четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, относимых к ледниковым и приледниковым, изучал Н. А. Нагинский (1949, 1950, 1959). Обобщив данные предыдущих исследований, автор назвал 116 видов петрографического состава валунов и галек из этих образований и выделил руководящие комплексы валунно-галечного состава Сибирского и Уральского покрова и зоны, относимой к приледниковой. Минеральный состав четвертичных образований рек Юган, Демьянка, Лямин, Казым показал, что для отложений Сибирского покрова характерно значительное количество слабоустойчивых минералов — роговой обманки и пироксенов — в тяжелой фракции 0,25—0,01 мм, в то время как в отложениях Уральского покрова эти минералы занимают очень небольшое место, что автор считает результатом «более активного истирающего действия Уральского ледника по отношению к Сибирскому». Впервые отмечается, что механический состав «подморенных» («тобольских») песков имеет прекрасную сортировку. В нижней морене сортировка мелкоземистой части закономерно улучшается от предполагаемого ледникового центра к краю, «межморенные» пески и отложения полосы размыва представлены песками с очень хорошей сортировкой и окатанностью зерен, что, на наш взгляд, имеет важное значение. Автор также отмечает повышенные содержания пироксенов в отложениях морены р. Демьянки (до 8%), с. Самарово (до 13%) и на р. Юган (до 90%). На основании этого границы послеледникового обводнения на территории наших работ проводятся им далеко на юг и юго-запад.

Значительный интерес представляют работы С. А. Костромина (1952, 1953), освещающие геологию рыхлых отложений Вагай-Ишимского междуречья и опирающиеся на данные минерального состава пород. С. А. Костромин отметил, что в тяжелой фракции образцов из третичных отложений района почти полностью отсутствуют такие неустойчивые к химическому выветриванию минералы, как пироксены и роговые обманки и присутствует сидерит (до 92% тяжелой фракции). Характерен также несвежий (выветрелый) облик зерен. С другой стороны, для четвертичных горных пород характерно появление пироксенов и значительное содержание роговой обманки, а также отсутствие сульфидов и сидерита. В отложениях среднечетвертичного времени повышается количество роговой обманки, дистена и ставролита, которые в подстилающих нижнечетвертичных горизонтах не играют существенной роли. И, наконец, в верхнечетвертичных породах увеличивается содержание черных рудных минералов при непостоянном соотношении роговой обманки и минералов группы эпидота; отмечаются новообразования карбоната.

Основными областями питания рыхлых отложений в течение третичного и четвертичного периодов были Урал — на западе и область Кокчетавского поднятия — на юге. Автор делает вывод, что накопление тре-

тичных и четвертичных отложений района было тесно связано с неотектоникой — процессами продолжающегося развития древних тектонических структур. В области Иртышской депрессии в третичное и нижнечетвертичное время медленные колебательные движения имели преимущественно нисходящее направление, а на юге района, в области положительных структур,— восходящее. Формирование верхне- и позднечетвертичных отложений протекало при общем преобладании поднятия над погружением как в области положительных, так и в области отрицательных структур.

Краткая и схематическая характеристика состава глинистых пород четвертичного возраста юго-западной части низменности дана в работе Е. Н. Ивановой (1959). На основе окрашивания пород органическими красителями термических и микроскопических исследований автор приходит к выводу, что тонкая фракция отложений исследуемого района имеет смешанный состав. Отмечается площадная зональность распределения глинистых минералов на низменности и выделяется в пределах исследуемой территории монтмориллонит-бейделлитовая минералогическая провинция, тяготеющая к Уралу, и гидрослюдистая, расположенная к востоку от нее. Различие в составе глин объясняется разными источниками сноса и фациальной обстановкой отложений осадка. В действительности, минеральный состав глин, как будет показано ниже, гораздо более сложен.

П. П. Авдусин (1956) исследовал гранулометрический и минералогический состав осадков сибирских рек. Отмечая, что как и всякому аллювию, отложениям сибирских рек свойственны слабая сортировка и полимиктовость материала, он делает вывод об источниках питания. Для отложений рек Иртыш и Ишим источниками питания были продукты эрозии Казахстанского нагорья, сложенного гранитными интрузиями и отложениями палеозоя, и четвертичных террасовых отложений. Генезис кварцевых песков на междуречье Оби и Иртыша он трактует как поступивший «ни с запада п ни с юга» материал разрушения архейских и протерозойских пород приенисейской зоны, что является ошибочным, так как, как будет показано ниже, с северо-востока поступали главным образом продукты разрушения траппов, богатые неустойчивыми к химическому выветриванию минералами.

В 1936 г. Е. В. Шумилова совместно с В. А. Николаевым и М. П. Нагорским изучала минеральный состав кайнозойских отложений нижнего Прииртышья. Ею выявлены минералогические коррелятивы для континентальных третичных образований (аутигенный сидерит) и для нижнечетвертичного горизонта (ставролит, силлиманит, андалузит, гранат). Особенности минерального состава нижнечетвертичных пород автор относит за счет связи этих образований с питающей провинцией — кристаллическими сланцами Урала.

Е. В. Шумиловой принадлежат первые и единственные на сегодняшний день краткие обобщения по результатам изучения минерального состава четвертичных отложений Западной Сибири, в основу которых положены как собственные многолетние исследования (1939, 1957, 1958, 1962, 1963 и др.), так и работы В. Н. Сакса (1946, 1951), М. П. Нагорского (1939, 1941 и др.), Ю. П. Казанского (1954, 1956) и др., в той или иной мере касающиеся указанного вопроса.

Из анализа материалов она делает вывод о том, что условия формирования терригенно-минералогических провинций и комплексов в четвертичное время находились в зависимости от расположения района осадконакопления по отношению к областям сноса, от характера палеогеографии бассейна аккумуляции и от особенностей проявлений новейших движений как в районах равнины, так и в областях ее обнаженного фундамента. Выделяются три основных типа терригенно-минералогических провинций низменности. К I типу относятся провинции, ярко отображающие петрографический состав питающей провинции обрамления. Приурочены они

в основном к районам равнины, непосредственно контактирующим со структурами ее фундамента, испытавшими в плейстоцене движения положительного знака. Сюда отнесены: северо-восточная (Приенисейская) часть низменности с широким распространением ледниковых отложений (амфибол-эпидот-пироксеновый состав), отражающих состав основной области сноса Таймырского полуострова и Сибирской платформы; провинции, размещенные на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности (дистен-ставролит-пироксен-циркон-титанистые минералы и гиперстен-амфибол-эпидотовый комплекс) с областями сноса: Енисейский кряж, хребет Арга-Саяны и Кузнецкий Алатау; приуральская часть низменности (минералы метаморфической группы и амфиболы, источник сноса — Урал).

Ко II типу автором отнесены терригенно-минералогические провинции, близкие к I, но содержащие продукты переотложения подстилающих толщ. Одновременное формирование провинций первого и второго типа объясняется появлениями здесь более значительных движений отрицательного знака по сравнению с районами северо-восточной части равнины. Терригенно-минералогические провинции северо-западных районов низменности отнесены к I и II типам (состав пироксен-амфибол-эпидотовый).

И наконец, весьма кратко автор останавливается на минеральном составе интересующих нас четвертичных образований неогеновых равнин и Среднего и Нижнего Иртыша.

Область неогеновых равнин южной части Западно-Сибирской низменности отнесена к провинциям II типа (циркон-рутил-турмалин-апатит-эпидотовая провинция). Минералы переотложены из третичных образований Ишимской степи. Формируются провинции за счет компенсированного эпейрогенеза с небольшим превышением движений положительного знака обнаженных структур Северного Казахстана, при которых шли процессы перемыва и переотложения третичных осадков и поступление материала из обнаженных структур. В областях наиболее устойчивых прогибаний, к которым приурочены осадки речных террас Среднего и Нижнего Иртыша, широко развиты терригенно-минералогические провинции III типа, состоящие в основном из переотложенных минералов подстилающих толщ.

Е. В. Шумилова считает, что для четвертичных отложений Обь-Иртышского и Ишим-Иртышского междуречий характерен апатит-циркон-амфибол-эпидотовый комплекс, с чем нельзя согласиться, так как состав минералогических комплексов этих двух областей имеет существенные особенности, на чем мы остановимся ниже. Нельзя также принять точку зрения автора, что отложениям областей устойчивых прогибаний свойствен в основном комплекс устойчивых к химическому выветриванию минералов из подстилающих толщ. Исследованиями Крынина, Крумбейна и Слосса (1960), А. Б. Ронова и др. (1963) доказано, что состав пород областей прогибания фундамента, вследствие быстрого захоронения осадков, всегда отличается от отложений платформенных областей и поднятий, где скорость осадконакопления невелика, большей полимиктовостью. Выделение терригенно-минералогических провинций в предлагаемом виде не отражает динамики жизни источника сноса. Вряд ли в природе возможны такие противоестественные минеральные ассоциации, как «циркон-амфиболовая», поскольку циркон и амфибол, какие бы породы ни разрушались, являются в известной мере антагонистами. Для более или менее заметных накоплений первого необходимы условия господства химического выветривания или многократного переотложения осадка, для накопления второго требуются быстрое его захоронение и неблагоприятные климатические условия.

Э. Л. Кадкина (1959) дала фациальную характеристику аллювиальных отложений р. Оби в ее среднем течении (на участке г. Ханты-Мансийск — с. Сургут). Она отмечает, что русловой аллювий в районе встре-

чается сравнительно редко. Он представлен обычно мелко- и тонкозернистыми (размер зерен 0,03—0,15 мм) песками, зерна которых хорошо окатаны; содержится большое количество темноцветных минералов. Состав глинистых фракций смешанный — монтмориллонит-бейделлит-гидрослюдистый. Сравнение отложений одинаковых фаций I и II надпойменных террас показало, что отложения I террасы являются более грубыми, чем отложения II террасы. Это позволило автору сделать важный вывод, что сила потоков во время формирования пород I террасы была больше, чем во время формирования II террасы. В работе приводятся результаты гранулометрических анализов аллювиальных отложений с различными способами подготовки образцов к анализу.

Большое значение для познания литологии покровных образований имеют работы А. В. Минервина (1958, 1959), Е. М. Сергеева (1960) и В. Т. Трофимова (1966) и др. Исследуя условия залегания, особенности состава и свойства покровных отложений Среднего и Нижнего Приобья, авторы констатируют, что на большой территории породы различного генезиса (аллювиальные, ледниковые, озерно-ледниковые и морские — от третичных до современных), залегающие на различных элементах рельефа, имеют одинаковые литологические особенности и тесно связаны с подстилающими осадками. На основании многочисленных и разносторонних данных авторы делают вывод, что лессовые породы Западной Сибири— элювиальное образование, возникшее при выветривании различных пылеватых пород в определенных климатических условиях. Наиболее характерными особенностями покровных отложений районов Оби в ее среднем и нижнем течении А. В. Минервин (1959) считает: 1) залегание в верхних частях разреза независимо от геоморфологического положения последнего; 2) желтовато-палевая и палево-серая окраска; 3) пылеватость гранулометрического состава с содержанием частиц 0,05—0,01 мм более 40%; 4) высокая пористость (более 40%); 5) способность при выветривании держать вертикальные стенки. Объясняя эти особенности как результат воздействия на породы процессов гипергенеза, автор останавливается на следующих специфических особенностях отложений и их связи с географической средой: а) количество $CaCO_3$ в покровных образованиях юга Западной Сибири (Приобье) достигает 11%, тогда как содержание карбонатов в покрове низовьев р. Оби не превышает 0,5%, б) для разрезов Приобского плато характерны двухъярусные лессовые толщи, разделенные погребенным почвенным горизонтом; аналогом этих пород в северной части Западной Сибири являются моренные отложения самаровского времени и связанные с ними покровные образования.

Исследованиями минерального состава четвертичного чехла «Тобольского» материка по обнажениям правобережья р. Иртыш от устья Ишима и ниже занимался Ф. С. Бузулуцков (Бузулуцков, Волкова, 1964; Волкова, 1966). Он выделил коррелятивные минеральные ассоциации для различных геологических тел изученных разрезов. Автор считает, что для минерального состава тяжелой фракции пород из различных стратиграфических горизонтов характерны повышенные количества циркона, амфибола, эпидота и ильменита и что разницу в минеральном составе пород антропогена Прииртышья по свитам можно определить лишь по изменению количественных связей между минералами. Присутствие в четвертичных отложениях пироксенов (не более 3%) отмечается лишь для осадков разреза близ пос. Чембакчино. Высокие содержания пироксенов в самаровских слоях этого района им не зафиксированы, по-видимому, вследствие большой разреженности образцов, взятых для анализа. По этой же причине он считает, что характер минеральных ассоциаций выражен плохо, и что формировались они главным образом за счет эрозии подстилающих толщ, что, как мы увидим ниже, является не совсем правильным. В работе фиксируется высокое содержание обломков органогенного опала (до 46% легкой фракции) в среднечетвертичных отложениях района.

Для подстилающей толщи тобольских «диагональнослоистых» песков вслед за другими исследователями автор отмечает среднюю и хорошую окатанность и сортированность обломочного материала.

На площади Ишим-Иртышского междуречья, непосредственно примыкающей к юго-восточной части нашего региона, интересные исследования проведены В. В. Добровольским (1966). Им намечены принципиальные особенности минерального состава четвертичного покрова и впервые для данного района исследован характер гипергенных преобразований пород. Сравнивая состав тяжелой фракции четвертичных и неогеновых пород, он отмечает общие черты, отличающие эти отложения от более древних континентальных образований Казахстана, которые выражаются в резком уменьшении содержания лейкоксена, анатаза и брукита. Вместе с этим фиксируется, что обломочная часть четвертичных отложений района содержит роговую обманку, а также примесь таких минералов, как пироксены и биотит, которых лишены неогеновые отложения, что автор объясняет различными условиями формирования этих толщ.

Описывая особенности минерального состава отложений по площади, В. В. Добровольский замечает, что для районов древней озерно-аллювиальной Прииртышской равнины характерно высокое содержание кварца в покровных супесях (70—80%), а в аналогичных образованиях Северо-Казахстанской возвышенности оно не превышает 50%. Прослеженная им полоса кварцевых песков представляет собой, по-видимому, зону выклинивания самаровских слоев, где тазовские кварцевые пески непосредственно ложатся на тобольские пески аналогичного состава (Архипов и Худяков, 1962).

Результаты исследования В. В. Добровольского показали, что тонкодисперсная часть четвертичных отложений однотипна во всех генетических разностях пород и сложена минералами группы слюд и монтмориллонита, чем отличается от дисперсных минералов коры выветривания района, представленной в основном каолинитом и минералами группы галлуазита (Разумова, 1961; Лисицина, 1959; и др.). Это еще раз подчеркивает, что условия гипергенеза в четвертичное время не благоприятствовали образованию каолинита и галлуазита. В заключение автор подробно останавливается на проявлениях гипергенеза в четвертичных отложениях Павлодарского Прииртышья, описывает морфологию новообразований, их минеральный и химический состав, содержание редких и рассеянных элементов в новообразованиях и вмещающей их породе. Он показывает, что четвертичные отложения района в значительной мере представляют собой продукт гипергенного преобразования коренных пород этой территории. Сочетание фациальных особенностей, состава четвертичных отложений и эпигенетических процессов намечает геохимические обстановки гипергенеза, в которых обмен в системе коренные породы — четвертичные отложения имеет неодинаковый характер.

Много внимания изучению строения и свойств покровных образований уделил И. А. Волков (1960, 1961, 1965 и др.). Его исследования привели к выводу, что покровные лессовидные отложения Северного Казахстана и южной окраины Западно-Сибирской низменности — самостоятельные в генетическом отношении геологические тела, которые своим происхождением обязаны эоловым процессам. Строение их резко отличается от строения подстилающих пород. По мнению И. А. Волкова, процессы гипергенеза хотя и сыграли важную роль в формировании свойств покровных лессовидных отложений, но эти отложения не могут рассматриваться как неперемещенный продукт преобразования (кора выветривания) подстилающих пород, что, как будет показано ниже, противоречит нашим данным.

И, наконец, автором данной работы в ряде публикаций (Задкова, Максенков, 1967; Задкова, 1968; Задкова и др., 1968; Волков, Волкова и Задкова, 1969; Задкова и Тарасенко, 1969 и др.) освещены некоторые

черты грапулометрического и минерального состава, а также геохимии четвертичных отложений Нижнего Прииртышья.

Однако следует подчеркнуть, что выяснение роли постседиментационных процессов в формировании четвертичных отложений Западной Сибири практически является «белым пятном». Проблема эта со времени выхода в свет работ Р. С. Ильина (1935, 1936) практически не обсуждалась. Исключением является серия работ Ф. А. Никитенко (1957, 1961, 1962, 1963, 1966) по лессовым образованиям Среднего Приобья, а по нашему региону — указанные выше публикации А. В. Минервина, Е. И. Сергеева и В. Т. Трофимова.

Обзор литологических исследований четвертичных отложений Нижнего Прииртышья показал ограниченность сведений по этому вопросу. Однако нельзя не признать, что за 40 лет, прошедших со времени получения П. Л. Дравертом первых данных по вещественному составу отложений позднего кайнозоя, накоплено уже довольно большое количество фактов, которыми нельзя пренебрегать при расшифровке четвертичной истории региона. Мы сделали попытку проделать эту работу, проведя ряд дополнительных исследований вещественного состава отложений, применяя наряду со старыми новейшие методы исследования, а также систематизировать указанную выше литературу по этому вопросу.

ГЛАВА II

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При выяснении истории формирования четвертичных отложений в основу были положены исследования характера изменений состава пород как денудационно-аккумулятивного, так и гипергенного и диагенетического порядка во времени в связи с климатической и геоструктурной зональностью региона.

При изучении пород в тонких шлифах особое внимание было уделено изучению микроморфологических особенностей пород и характера диагенетических изменений первичных осадков согласно принятым методикам (Kubiena, 1956; Страхов, 1956, 1962; Ренгартен, 1965; Добровольский, 1966; Морозова, 1963; Морозова и Фаустова, 1965; Парфенова и Ярилова, 1956, 1958, 1962; Минашина, 1960; Brewer, 1960 а, б; и др.).

Для количественной оценки процессов седиментации и преобразования пород исследовались их гранулометрический, минералогический и химический составы.

Изучение гранулометрического состава имеет большое значение для правильного истолкования динамики среды и условий седиментации рыхлых отложений. Для покровных лессовидных образований, сложенных в значительной мере обломками глинистых пород, использование результатов гранулометрического анализа сопряжено с некоторыми трудностями из-за несовершенства способов подготовки образцов к анализу, а иногда из-за неясности природы агрегированных глинистых частиц (Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959; Волков, 1965; Кригер, 1965; и др.). Возможность ошибок можно уменьшить путем контроля результатов механического анализа при помощи микроскопа (Рухин, 1947; Кленова, 1948). В связи с изложенным гранулометрический состав пород (в особенности покровных лессовидных) изучался нами параллельно с выяснением их структуры в прозрачных шлифах.

При анализе структуры пород за основу принимались данные механического состава с дисперсной подготовкой образцов к анализу по комбинированному методу Н. И. Горбунова (1963). Были использованы также данные анализов, для которых подготовка образцов осуществлялась микроагрегативным и агрегативным способами по второй и третьей схемам, описанным Е. Г. Чаповским (1958). Анализ проводился методом пипетки в комбинации с ситовым при постоянной температуре суспензии 18—20° (Ломтадзе, 1952).

За эталонные конечные диаметры зерен ряда песок—алевролит—глина соответственно взяты 0,1—0,01—0,001 мм, как принято при литологических исследованиях (Страхов, 1951). При отнесении пород к тому или иному литологическому типу (песок—алеврит—пелит) мы придерживались классификационных таблиц Г. И. Ершовой (1960) и разработанных на их примере таблиц А. В. Раукаса (1964).

По данным гранулометрического состава образцов пород с дисперсной подготовкой к анализу были высчитаны медианные диаметры зерен (Md) и коэффициенты сортировки (S_0) по Траску. Коэффициент сортировки (S_0) выведен в 1932 г. Траском как $\sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$, где Q_1—25%-ная величина на проекции кумулятивной кривой, а Q_3 — 75%-ная величина). По Траску осадки считаются хорошо отсортированными при S_0 менее 2,5, средне отсортированными — при S_0 =2,5—4 и плохо отсортированными, когда S_0 более 4.

Ввиду того, что в наших разрезах песчано-алевритовые отложения крайне ограничены, мы не могли использовать метод Л. Б. Рухина (1947) для выяснения генетической принадлежности осадка. Поэтому мы сделали попытку применить для данной цели диаграммы СМ по методу Р. Пассега (Passega, 1957), используя гранулометрические анализы с дисперсной подготовкой образцов. Максимальный диаметр зерен (С) представляет собой 1%-ную величину на проекции кумулятивной кривой, средний — медианный диаметр М, обозначенный нами общепринятым индексом Md,— 50%-ную величину.

Согласно рекомендации Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода (1964), минералогические исследования в иммерсии проводились для фракции 0,1—0,05 мм ввиду максимальной концентрации тяжелых минералов в этой фракции и с целью избежания несоразмерности зерен, которая допускается при работе с фракцией 0,01—0,25 мм. Для разделения навески на тяжелую и легкую подфракции применялся бромоформ (уд. вес 2,9). Легкая подфракция изучалась в иммерсионной жидкости с показателем преломления 1,542, тяжелая — в жидкости с показателем преломления 1,630. Аутигенные минералы при расчете количественных соотношений минералов во фракции из подсчета исключались. В каждой фракции подсчитывалось 300—600 зерен. Для констатации ископаемых почв Р. Руэ (Ruhe, 1954), основываясь на различной степени устойчивости минералов к химическому выветриванию, применил коэффициент, представляющий собой соотношение $\frac{\text{циркон+турмалин}}{\text{роговая обманка+пироксены}}$. Так, для почв штата Айова (фракция 0,062—0,12 мм) это отношение равно 1,24—1,55 против значительно пониженной его величины в подстилающих и вышележащих слоях. Мы рассчитали коэффициент Руэ для наших отложений, обозначив его КР.

Не менее чутким градиентом изменения характера устойчивости минеральных комплексов в тяжелой фракции является отношение $\frac{\text{роговая обманка+пироксен}}{\text{ильменит}}$, которое мы назвали минеральным коэффициентом неоэлювия и обозначили КН. И. И. Малышев (1957), указывает, что первая стадия образования коры химического выветривания на породах, содержащих титановые минералы, заключается в обога-

щепии пород этими минералами. Б. С. Лунев (1967) установил обратную связь между ильменитом и роговой обманкой в аллювиальных отложениях. Неустойчивый характер пироксена бесспорен. Ильменит и роговая обманка не представляют затруднений для подсчета.

С другой стороны, получение более или менее надежных результатов по соотношению комплекса устойчивых и неустойчивых минералов в легкой фракции (Ruhe, 1954; Казаринов, 1958) для отложений позднего кайнозоя низменности с их преимущественно тонкоалевритовым составом и «мусорностью» (сложной смесью переотложенного органогенного и кластического материала) является практически невозможным. Кроме этого, известно, что в глинистых отложениях количество зерен полевых шпатов обычно повышенно.

Следует особо отметить, что в связи с преимущественно тонким алевропелитовым и пелито-алевритовым составом пород, автор работы не нашел возможным широко использовать морфологические особенности минеральных компонентов для каких-либо корреляций и палеогеографических построений.

Глинистые минералы изучались в основном рентгеноструктурным методом. Ориентированные агрегаты тонкодисперсной фракции всех исследованных образцов снимались с Fe антикатодом на дифрактометре УРС-50 ИМ 1) в природном состоянии, 2) после насыщения этиленгликолем, 3) после отжига до 550° и, частично, после обработки кипящей HCl. Количественные соотношения глинистых минералов определялись по методу Д. Спегта и Г. Брунтона (Speights, Brunton, 1961) на основании соотношения базальных рефлексов. Для опорных разрезов исследовался химический состав фракции $< 0{,}001$ мм на квантометре, а щелочи (Na_2O и K_2O)—методом пламенной фотометрии. Снимались также ИК-спектры фракции $< 0{,}001$ мм с целью выяснения степени гидратированности глинистых минералов. Рентгеноструктурные и химические анализы проводились в соответствующих лабораториях ИГиГ СО АН СССР.

В корреляционных целях и для выяснения условий осадкообразования изучалось распределение в разрезах четвертичных образований основных породообразующих компонентов Al_2O_3 и SiO_2 (в породе). Определение их проводилось экспрессным методом нейтронно-активационного анализа (Глассон, Тимохин, 1961; Задкова, 1966; и др.) в лаборатории треста «Востсибнефтегеофизика», руководимой В. В. Глассоном. Для выяснения фациального характера отложений проведен также анализ баланса форм реакционноспособного железа, по Н. М. Страхову и Э. С. Залманзон (1955). Исследовалась также интенсивность термолюминесценции конкреций (Задкова, Максенков, 1967; Задкова, 1968).

При обобщении результатов был избран путь сравнительно-литологического анализа (Страхов, 1962).

ГЛАВА III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ

Четвертичные отложения района имеют сложный фациальный состав и значительно меняются в вертикальном разрезе и по площади. Вопрос о фациальном характере и генезисе четвертичных отложений во многом дискуссионен и вытекает из проблемы характера и количества оледенений, распространение которых в период четвертичной истории предпо-

лагается к северу от г. Ханты-Мансийска и пос. Сургут, а также количества связанных с ним обводнений. Так, В. И. Громов (1934), В. А. Николаев (1963) и др. видят следы лишь одного (максимального) материкового оледенения, проникавшего в центральные районы Сибири до широты Б. Югана. Другие (Заррина, Каплянская, Краснов и др., 1961, и др.) отмечают следы трех обводнений площади Тобольского «материка» за счет ледникового подпруживания низовьев Оби в самаровское, тазовское и зырянское время. В направлении на юг бассейновые фации сменяются субаэральными и аллювиальными отложениями. В. Н. Сакс (Стрелков и др., 1965) полагает, что за максимальным (самаровским) материковым оледенением следовала Ямальская трансгрессия.

Наконец, в последнее время развивается точка зрения, согласно которой материковые оледенения никогда не распространялись в пределы низменности, а образование ярусного рельефа в Западной Сибири связывается с прерывистым спадом Ямальского бассейна, существовавшего с конца плиоцена (Кузин, Чочиа, 1965; Кузин и др., 1961; Зайонц и др., 1967; Крапивнер, 1969; и др.).

Противоречивость в толковании геологической истории низменности в четвертичное время в значительной мере обусловлена слабым знанием вещественного состава отложений позднего кайнозоя или односторонним их толкованием. Так, присутствие в отложениях мелких и крупных обломков кристаллических или глинистых пород различной степени окатанности, а также граувакковых песков обязательно связывается с материковой мореной (Шумилова и др., 1971), в то время как Крынин (Крумбейн и Слосс, 1960) граувакковые образования считает обязательными для отложений зон прогибаний и трансгрессий моря. О разных путях накопления грубообломочного материала на отмелых берегах писал К. К. Орвику (1971). Глиняные катуны на пляже пересыпи описаны В. П. Зенковичем (1971).

Проблему сочленения аллювиальных толщ озерных (приледниковых?) осадков на примере Самаровской приледниковой зоны Тобольского Прииртышья рассмотрели С. А. Архипов и Г. И. Худяков (Архипов, Худяков, 1962; Архипов, 1964). Схематично (рис. 3, *а*) их представления о строении четвертичных отложений региона заключаются в следующем. К югу от условной границы максимального оледенения моренные отложения замещаются осадками крупного подпрудного озера. Отложения подпрудного Самаровского бассейна как бы расклинивают горизонты выше- и нижележащих аллювиальных свит тобольского и тазовско-санчуговского горизонтов в северных участках (широта Черного Яра на р. Иртыш). В направлении на юг мощность самаровских отложений сокращается, и на участке д. Надцы—г. Тобольск они исчезают из разреза, а послесамаровские слои с размывом перекрывают поймённо-старичную фацию тобольского горизонта.

Нетрудно убедиться, что схема строения бассейновых отложений и характер их перехода в аллювиальные пески по С. А. Архипову имеет большое сходство с разрезом предполагаемого бассейнового цикла по М. С. Израельскому (Israelsky, 1949). На рис. 3, *б* видно клиновидное сочленение бассейновых (морских) и континентальных образований. Глубоководные отложения подстилаются и перекрываются мелководными, а затем — континентальными фациями — свидетелями миграции береговой линии бассейна и отражающими трансгрессивную и регрессивную стадии его развития. Из схемы вытекает, что отложения трансгрессивной и регрессивной стадий развития бассейна и синхронные им аллювиальные и субаэральные образования будут иметь скользящий возраст. Это в равной мере относится как к бассейновым (озерным), так и к прибрежным и аллювиальным фациям.

Предложенная С. А. Архиповым схема строения отложений имеет важное значение для понимания событий четвертичной истории и геоло-

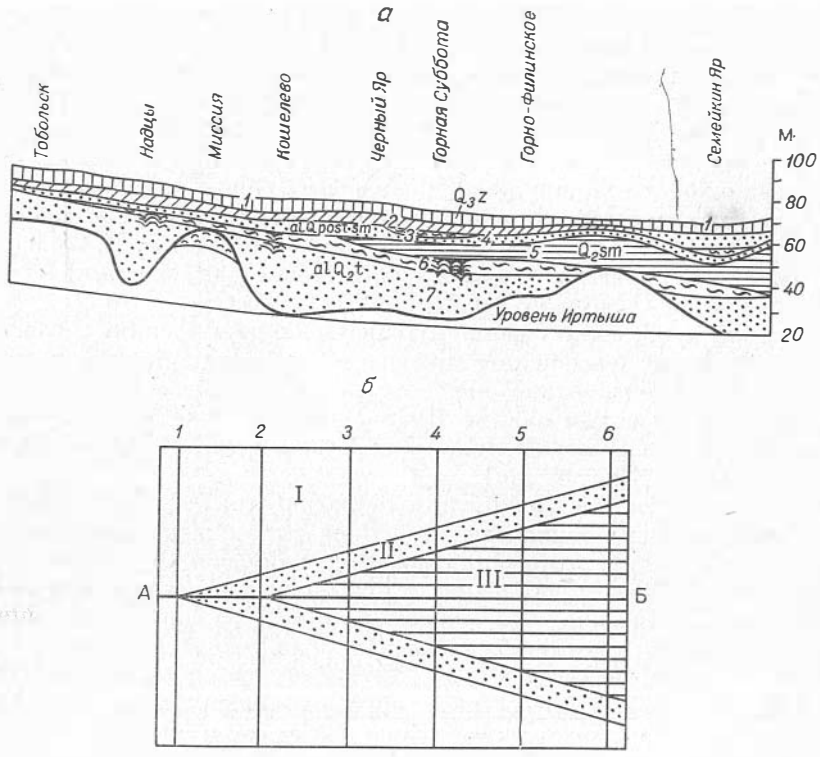


Рис. 3. Схема геологического строения:

а — Тобольского «материка» от г. Тобольска до Семейкинского яра (по С. А. Архипову, 1964); *б* — бассейнового (морского, озерного) цикла по М. С. Израельскому (Israelsky, 1949). *1—6* — скважины. Фации: I — не морские; II — мелководные; III — глубоководные. АБ — линия, соединяющая точки самого глубоководного слоя.

гической жизни района и нарисована для участков речных долин. Вместе с этим тобольские и тазовско-санчуговские песчано-алевритовые и алевритовые отложения, по новейшим данным, полученным при бурении (Волкова, Воробьев, Задкова, 1970), прослеживаются и на междуречьях Тобольского «материка», а также в виде широкой полосы, окаймляющей третичную равнину (Добровольский, 1966), что позволяет внести в схему некоторые коррективы. К тому же самаровское «озеро-море» не могло быть безбрежным в буквальном смысле этого слова и, по-видимому, пора определить, какие именно слои и типы пород следует относить к его береговым и прибрежным фациям, или хотя бы найти их следы в виде переотложенного материала. Фациальный состав их сложен. Наряду с аллювиальными русловыми и пойменными фациями в них выделяются прибрежно-озерные фации как трансгрессивной, так и регрессивной стадий развития самаровского бассейна. Прибрежные фации широко распространены в пределах неогеновых равнин, где слагают гривы — продукты перевевания и переотложения пляжевых песков. К северу от с. Надцы комплекс прибрежных фациальных типов прослеживается слабее, однако довольно четко выделяется как в подстилающей толще, так и выше кровли рисских бассейновых глинистых пород.

Прибрежные и пляжевые песчано-алевритовые образования тобольского и тазовско-санчуговского горизонтов, кроме сходства в своем строении, имеют общие черты в структуре и составе отложений, которые наиболее проявляются в южных районах Тобольского «материка». К ним относятся, как мы увидим ниже, хорошая сортировка и окатанность песчаных зерен, кварцевый и олигомиктовый минеральный состав, значи-

тельное количество ильменита среди тяжелых минералов — трибуты для аллювиальных отложений не характерные. Д. В. Наливкин (1956) считает кварцевый состав зерен с хорошей окатанностью и сортировкой в значительной мере присущим береговым дюнным и прибрежным пескам.

Прибрежные фации трансгрессивной и регрессивной стадий существования самаровского бассейна хорошо прослеживаются в распределении в разрезе кремнезема и глинозема, рассчитанных нами по данным нейтронно-активационного анализа, согласно определенной методике (Задкова, 1966). Известно, что наиболее высокую величину SiO_2 в отложениях, так же как и отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, имеют чистые кварцевые пески. Из рис. 4, *а* видно, что глинистые отложения самаровского времени с низкими значениями кремнекислого коэффициента как бы зажаты между двумя толщами песчаных образований с высокими значениями $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$. В направлении на юг самаровские слои с низкими значениями кремнекислого коэффициента выклиниваются из разреза, а песчано-алевритовые толщи с высокими значениями отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ ложатся непосредственно одна на другую. На локальных участках аналогичная конфигурация разброса точек кремнекислого коэффициента в образцах пород из отложений антропогена прослеживается далеко на юг (см. рис. 4, *б*). Особенности распределения в разрезах кремнезема и глинозема позволяют четко выделить прибрежные фации бассейна и заключить, что рассматриваемая часть Западно-Сибирской низменности испытывала лишь одно крупное обводнение (в самаровское время), захватившее не только участки речных долин, но и площади междуречий.

Синхронная регрессивной стадии развития бассейна толща пород $(Q_2^2 - Q_3)$ в Прииртышье имеет ясно выраженное циклическое строение. В ней прослеживается по 3—4, а иногда и более погребенных почвенных

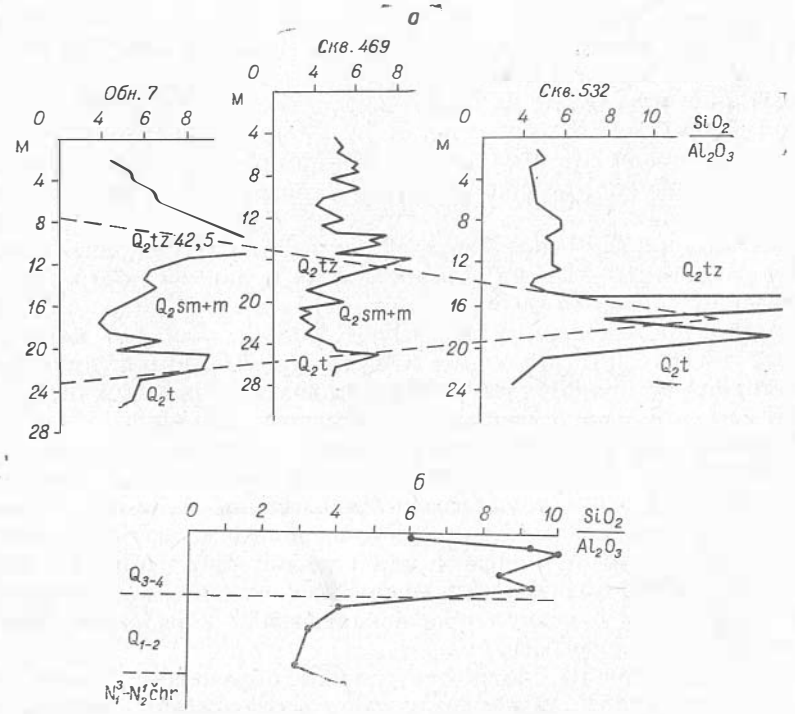


Рис. 4. Характер изменения кремнекислого коэффициента по разрезам:
а — Тобольского материка в направлении с севера на юг; *б* — канавы-скважины Л-22—23 на Ишим-Тобольском междуречьи.

горизонтов, переслаивающихся с толщами лессовидных суглинков. Известно, что циклическое строение осадков является обычным для комплекса отложений как трансгрессивной, так и регрессивной стадий существования бассейна (Жемчужников, Яблоков и др., 1955; Крашенинников, 1963). Вместе с тем осадки начала трансгрессивной фазы сохраняются всегда хуже.

Генезис погребенных почв и лессовидных суглинков, а также их стратиграфическое значение трактуются по-разному. Одни исследователи большое значение в формировании пачек лессовидных пород, которые считают однородными, придают эоловым агентам, а время их формирования связывают с холодными эпохами (самаровской, тазовской, зырянской, сартанской); образование почвенных горизонтов в этом случае соответствует теплым эпохам — интергляциалам (массовско-ширтинской, казанцевской, каргинской), что нашло отражение в унифицированной стратиграфической схеме Западной Сибири (1961).

На аналогичном толковании процесса формирования мощных толщ лесса основана наиболее распространенная лессовая стратиграфия приледниковых районов Европы.

В принципе, соглашаясь со схемой строения лессовых ярусов, Б. Клима (Klima и др., 1961) и И. П. Герасимов (1966), детально изучавшие состав лессовых отложений Чехословакии, отказываются от классической традиции трактовать породы лессового горизонта как литологически гомогенную эоловую толщу. Основываясь на микроморфологических исследованиях, они на убедительных примерах показывают гетерогенность ее строения.

В Прииртышье на разнородность строения лессовых толщ в вертикальном разрезе впервые обратил внимание Р. С. Ильин (1936), а за ним — В. Т. Трофимов и А. В. Минервин (1966). Они, наряду с прочими особенностями строения лессовых пород, отмечают более грубый состав нижней части лессовых толщ по сравнению со средней и верхней и изменение некоторых других свойств пород по вертикали и по площади. Специфику лессовых пород они вслед за П. А. Самодуровым (1957) объясняют действием гипергенных процессов.

Некоторые визуально наблюдающиеся различия в строении лессовых толщ Ишимской степи отмечал И. А. Волков (1965). Он хотя и признает влияние процессов гипергенеза на формирование лессовых свойств покрова этого района, однако решающую роль в этом вопросе отводит эоловым процессам.

По мнению других исследователей, горизонты лессовидных пород являются флювиогляциальными образованиями, а погребенные почвы стратиграфического значения не имеют.

Согласно проведенным нами исследованиям, наличие погребенных почвенных профилей в средне-верхнечетвертичных отложениях тобольского материка не является случайным и связано с регрессивной стадией развития самаровского бассейна, проходившей поэтапно.

Впервые в Западной Сибири аналогичное явление отмечено Ю. П. Казанским (1963) для отложений мезокайнозоя Прииртышья. Он выделяет в разрезе регрессивной стадии развития бассейна дельтовые комплексы осадков, в которых наблюдаются многочисленные следы обмеления, выраженные погребенными почвами или следами субаэрального выветривания. При этом образование почв не связывалось с изменениями климата. Эти же особенности строения прослеживаются и в разрезах отложений регрессии самаровского бассейна.

Однако несмотря на сложность условий образования, строение четвертичных отложений, как показали наши исследования, вполне закономерно как по простиранию, так и по вертикали.

На площади выделяются три типа разрезов. К I типу отнесены разрезы четвертичных отложений Тобольского Прииртышья, распространен-

ные на широте между пос. Семейка и р. Демьянкой. В них широко развиты отложения озера-моря: присутствуют также аллювиальные и субаэральные образования. II тип разрезов расположен на широте р. Демьянки — г. Ишима; характеризуется в основном субаквальными, а также субаэральными образованиями. III тип, расположенный южнее г. Ишима, представлен преимущественно субаэральными образованиями, мелководными озерными отложениями, а также аллювием степных равнинных рек. Отложения имеют красноватые и буроватые тона окраски. Границы распространения I, II, III типов разрезов на площади совпадают с границами областей с различным режимом тепла и влаги (см. рис. 2).

Из сводных разрезов всех трех типов (рис. 5) видно, что в строении отложений по вертикали наблюдается более или менее ясно выраженная ритмичность. Каждый ритм представляет собой закономерное чередование в разрезе полифациальных комплексов. Наиболее полные разрезы отложений квартера, отнесенные к I типу, наблюдаются в зоне устойчи-

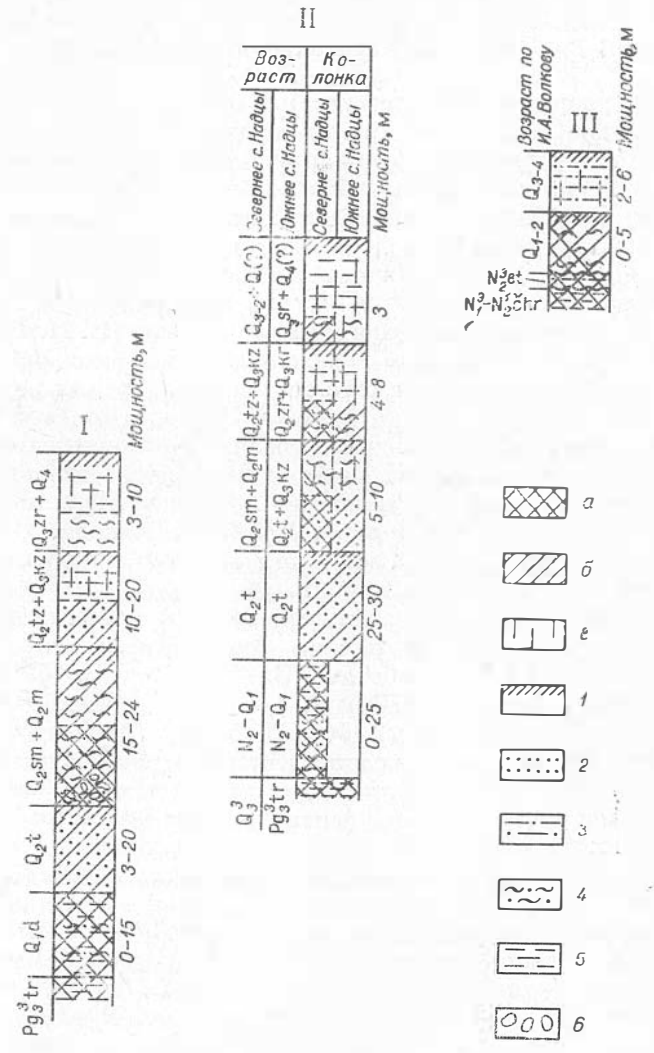


Рис. 5. Сводные разрезы четвертичных отложений района работ.

Генетические типы отложений: *а* — аквальные (озера-моря); *б* — субаквальные (аллювиальные, мелководные озерные); *в* — субаэральные. Типы пород: *1* — песок; *2* — алеврит; *3* — алеврит глинистый; *4* — глина; *5* — галька; *6* — почва.

вых прогибаний фундамента на широте пос. Семейка — р. Демьянка, где выделено 5 ритмов осадконакопления. Нижние два, включающие осадки демьянского (1 ритм), тобольского (2 ритм) и нижней пачки самаровского горизонтов, по-видимому, относятся к трансгрессивной стадии развития самаровского бассейна и выделены условно из-за недостатка данных. 3, 4 и 5-й ритмы осадконакопления представляют регрессивную стадию. К 3-му ритму отнесены осадки самаровского и мессовско-ширтинского горизонтов; к 4-му — отложения тазовского и казанцевского горизонтов; к 5-му — образования зырянского и каргинского горизонтов. В каждом из трех последних ритмов выделяется нижняя пачка, формировавшаяся в аквальных условиях, и верхняя, образование которой связано с субаквальными и субаэральными условиями; в кровле лежит гумусированный горизонт или погребенная почва — свидетель перерыва в осадконакоплении и господства процессов поверхностного выветривания.

Во II типе разрезов (от широты пос. Надцы на правом берегу Иртыша, примерно до широты г. Ишима) выпадает 1-й ритм. Мощность всех других ритмов все более сокращается, а сами они становятся менее четкими, так как все большее значение в них приобретают верхние пачки субаэральных отложений; почвенные горизонты, как правило, хорошо выражены (см. рис. 5).

В III типе разрезов, расположенном в зоне поднятий (южнее широты г. Ишима) условно выделяются лишь два ритма (Q_{1-2} и Q_{3-4}). Ритмы прослеживаются только в дифференциации гранулометрического состава. Представлены преимущественно субаквальными (мелководнозернистыми, прибрежными) и субаэральными отложениями. Почвы выражены слабо.

Следует подчеркнуть, что граница между трансгрессивной и регрессивной стадиями существования самаровского бассейна в Прииртышье совпадает с условной границей между распространением хазарского и верхнепалеолитического фаунистических комплексов (В. И. Громов и др., 1963) и свидетельствует о резком переломе в жизни бассейна (переход от трансгрессивной к регрессивной фазе создал условия для расселения человека).

В связи с тем, что визуальные описания многочисленных разрезов четвертичных отложений Прииртышья и их фациальный анализ содержатся в большом количестве публикаций, в том числе и новейших (Архипов, 1964; Волкова, 1966; Волков, Волкова, Задкова, 1969; Волков, Воробьев, Задкова, 1970; и др.), мы основное внимание уделили характеристике вещественного состава пород.

Гранулометрический и минеральный составы четвертичных отложений по конкретным разрезам района исследований подробно описаны автором в предыдущих работах (Задкова и др., 1968; Волков, Волкова, Воробьев, Задкова, 1970; и др.), в связи с чем в данной работе мы освещаем этот материал лишь в обобщенном виде, акцентируя внимание на основных закономерностях его распределения в разрезе и на площади.

Материалом для формирования четвертичных образований района во многих случаях являлись континентальные третичные отложения, непосредственно их подстилающие. На характеристике последних мы и остановимся в рамках, необходимых для понимания цепи событий, которые привели к формированию сложно построенной четвертичной толщи.

Аллювиальные и озерные отложения атлымской и новомихайловской свит подстилают четвертичные образования района на весьма ограниченных участках. По данным разведочного бурения (Шацкий, 1955), они хорошо выделяются на Обь-Иртышском междуречье и имеют здесь максимальную мощность (до 80 м и более). Представлены в основном серыми и грязно-серыми песками кварцево-полевошпатового состава, аллювиального и аллювиально-озерного и озерного генезиса.

В южных районах низменности эти образования описаны многими исследователями (Драверт, 1930; Бер, 1938; Костромин, 1952; и др.).

В. В. Лавров (1951, 1959), детально исследовавший континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин, на основании наблюдаемого им изменения гранулометрии осадков толщи от песков к глинам (снизу вверх по разрезу) нашел, что отложения атлымской и новомихайловской свит представляют собой единый ритм осадконакопления. В. В. Лавров отмечает существенную особенность строения новомихайловской свиты в районах северного Тургая: верхняя глинистая пачка толщи содержит карбонатные стяжения, образующие иногда пласт; в некоторых слоях встречаются агрегаты гипса. Выше наблюдаются гумусированные темно-бурые разности глин без включений карбонатов, иногда переходящие в прослои бурого угля. Карбонатные и гипсовые образования в аллювиальном горизонте новомихайловской свиты на юге района свидетельствуют о засушливом климате эпохи их образования.

Особенность минерального состава отложений в этом районе — высокое содержание ильменита в песках нижней пачки (кутанбулакская свита) при хорошей сортировке песчаного материала (Соболева, 1962); встречаются прослои оолитовых железистых песчаников, идентичных оолитовым рудам Приаралья (Яншин, 1937; Формозова, 1951).

Озерные отложения знаменского горизонта (верхний олигоцен). Знаменский горизонт делится на нижне- и верхнезнаменский подгоризонты. В районах Обь-Иртышского междуречья горизонту соответствует туртасская свита, в ее объеме выделяются нижне- и верхнетуртасская подсвиты, представляющие собой единый ритм осадконакопления.

Нижнетуртасская подсвита, вскрытая буровыми скважинами в долине р. В. Юган, между с. Большеречье и г. Ханты-Мансийском, сложена алевритами и алевритовыми глинами с глауконитом и органогенным опалом. Мощность от 40 до 90 м. По генезису отнесена к осадкам крупного озерного бассейна (Шацкий, 1955).

По данным И. Г. Зальцмана (1964), аналогичный состав имеют отложения нижнезнаменского подгоризонта на Тобол-Ишимском междуречье, где выходят на дневную поверхность в береговых обнажениях Ишима, Вагая и других рек, а также вскрыты бурением. Мощность подгоризонта здесь сокращается до 35—45 м. В южных районах к осадкам этого возраста отнесены зеленовато-серые глинистые алевриты и белые мелкозернистые пески коксыклычской свиты (выделена Л. Н. Формозовой в 1949 г.), которые Б. Е. Антыпко (1964) считает отложениями кратковременной озерной трансгрессии. Отложения нижнезнаменского подгоризонта почти не содержат растительных остатков.

Вверх по разрезу породы постепенно переходят в коричневато-серые алевриты и глины с пластами углей верхнезнаменского подгоризонта. Мощность 10—30 м.

В пределах Обь-Иртышского междуречья верхнезнаменскому подгоризонту соответствует верхне-туртасская подсвита, которая обнажается по берегам Иртыша и его притоков — Б. Бича, Туртас, Демьянка, а также пройдена многочисленными скважинами в пределах водораздельных пространств (Шацкий, 1955; Зальцман, 1964; и др.). Это коричневато-серые алевритовые глины и мелкозернистые пески, обильно насыщенные растительным детритом и несущие пласты угля. Отложения имеют озерный и озерно-болотный генезис. Мощность 25—80 м.

В. В. Лавров (1959) верхнеолигоценовые осадки Северного Казахстана объединил под названием каолиновой формации. В основании ее лежат светлые грубые пески с сильно каолинизированным на месте полевошпатовым материалом, в кровле — светлые каолиновые глины (тургайская свита).

А. Л. Яншин (1953) на водоразделах рек Тобол—Ишим—Тургай выделил наурзумскую свиту (верхний олигоцен). Сложена она бескарбонатными неслоистыми пестрыми глинами с прослоями угля. Предполагается, что отложения формировались в условиях довольно энергичного

развития процессов химического выветривания. В пределах Казахстана верхнеолигоценовая кора выветривания описана В. В. Лавровым (1959), В. Н. Разумовой (1956), К. В. Никифоровой (1956), И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951) и др.

Согласно новейшим данным (Волкова, 1966), в западной части Обь-Иртышского междуречья толщу четвертичных пород повсеместно подстилает верхнетуртасская подсвита. Абсолютные отметки ее кровли имеют минимальное значение в пойме Юганской Оби, где скважины, пройденные на глубину 50 м до отметок 17 м, не вскрыли подошву четвертичных осадков. На юг, в глубь материка, поверхность третичных осадков быстро поднимается до отметок 10—30 м и достигает на междуречье р. Б. Ингаир-Иртыш величины +67 м. В северо-западной части Ишим-Иртышского водораздела кровля верхнетуртасской подсвиты, по данным Я. С. Тарасенко (Задкова, Тарасенко, 1969), еще более приподнята и имеет абсолютные отметки от 74 до 102 м. З. М. Кругловой и Л. И. Кондинской из этой пачки выделен богатый спорово-пыльцевой спектр теплолюбивых форм растений, характерных для верхнетуртасского горизонта (умеренно теплолюбивый тургайский тип флоры).

Отложения верхнетуртасской подсвиты повсеместно подстилают комплекс четвертичных пород в разрезах I типа — севернее р. Демьянки и в разрезах II типа — от р. Демьянки примерно до широты г. Ишима.

Примером отложений подсвиты в разрезах I типа может быть пачка голубовато- и зеленовато серых горизонтально-тонкослоистых глин с прослоями слюдистого песка, легко разбивающихся по плоскостям наслоения, описанная В. С. Волковой (1966), в составе семейкинской свиты (нижняя пачка) в береговом обнажении р. Иртыш близ пос. Семейка. Породы этой пачки содержат караваеобразные конкреции сидерита и по своему минеральному составу значительно отличаются от вышележащей толщи пород четвертичного возраста. Эти признаки позволили нам вслед за С. А. Архиповым и Г. И. Худяковым (1961) отнести пачку к образованиям третичного возраста.

Примерами отложений свиты в разрезах II типа являются породы, вскрытые скв. 620 (21,0—23,0 м), заложенной на II надпойменной террасе р. Туртас, и скв. 18 (46,5 м) на Ишим-Иртышском междуречье. В разрезе скв. 620 отложения представлены озерными алевритами голубовато-серыми до сизых, плотными, с мелкими стяжениями сидерита. В разрезе скв. 18 подсвита сложена коричневато-серыми плотными озерными алевритовыми глинами с окисленным глауконитом. Состав вскрытой части отложений верхнетуртасской подсвиты I и II типа разрезов на междуречьях кратко представляется в следующем виде.

Гранулометрический состав. Отложения в разрезах I типа (обн. 7, правый берег Иртыша у пос. Семейка, слои «к», по В. С. Волковой, 1966, стр. 46) представлены преимущественно пелитами. Основную часть (93—97%) гранулометрического спектра представляют в них частицы $<$ 0,01 мм. В отложениях подсвиты разрезов I типа максимальный диаметр части (C) (Passega, 1957) составляет всего лишь 0,03—0,07 мм, а медианный — не более 0,004 мм. Параметры гранулометрического состава глин свидетельствуют об исключительно слабой динамике среды осадконакопления в период их накопления. Однако временами она, повидимому, нарушалась, о чем свидетельствуют встречающиеся в них прослои слюдистого песка.

Во II типе разрезов, в зоне тобольских поднятий, породы верхнетуртасской подсвиты более опесчанены. Так, скважиной 620 под четвертичными отложениями вскрыты алевриты пелитовые. В гранулометрическом составе преобладают пылеватые частицы размером 0,01—0,05 мм (51,64—67,2%); глинистые находятся в подчиненном положении (9,0—42,06%); грубо-алевролитовых и песчаных зерен немного (5—25%). Максимальный диаметр зерен равен 0,25—0,3 мм, а медианный — 0,013—

0,31 мм. Роль глинистых частиц в кровле подсвиты в прибортовой части Омской впадины (пос. Смыково, скв. 18) вновь повышается (до 65%). Характер изменения гранулометрических спектров образцов пород верхнетуртасской подсвиты из разрезов I и II типа отражен в табл. 2.

Таблица 2

Гранулометрический состав образцов озерных отложений верхнетуртасской подсвиты, вес. %*

Конечные размеры фракций, мм	Типы разрезов	
	I	II
>1	0,0—0,0** / 0,0	0,0—0,36 / 0,09
0,5	0,0—0,02 / 0,006	0,0—1,32 / 0,36
0,25	0,0—0,05 / 0,016	0,0—33,5 / 9,17
0,1	0,03—0,2 / 0,12	0,5—12,26 / 4,89
0,05	0,07—1,12 / 0,56	3,28—25,06 / 9,49
0,01	2,27—5,02 / 3,43	19,94—57,2 / 34,36
<0,01	93,67—97,63 / 95,66	9,0—65,92 / 36,82
Количество образцов	3	4

* Гранулометрические анализы здесь и ниже выполнены в соответствующей лаборатории НТГУ под руководством Е. М. Борисовой. Образцы к анализу подготовлены дисперсным методом.

** Здесь и ниже: в числителе — пределы колебаний в содержании, в знаменателе — среднее содержание.

Минеральный состав песчано-алевритовой части. В тонких шлифах основная породообразующая масса образцов пород из разрезов I типа имеет зеленовато-бурый цвет. Кроме обломков минеральных зерен в ней содержится большое количество диатомей, спикул губок и комочков органогенного опала. Встречаются зерна окисленного глауконита. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) почти не содержит неустойчивых минералов (пироксены и роговая обманка в сумме составляют $< 10\%$); повышены значения циркона, турмалина, «метаморфических» минералов и разрушенных обломков. Заметную роль играет также лейкоксен (4,0%) — минерал, который обычно образуется за счет окисления ильменита.

В. Г. Васильев (1939) при описании минерального состава пород третичного возраста, непосредственно подстилающих разрез четвертичных отложений Юганского бассейна, отмечает низкое содержание роговой обманки и плагиоклазов, сильную выветрелость полевых шпатов, высокое содержание глауконита.

В II типа разрезах в зоне поднятий (скв. 620), где отложения подсвиты представлены в основном алевритами, породы имеют олигомиктово-кварцевый петрографический состав. В легкой фракции (0,01—0,1 мм) преобладает кварц ($> 50\%$); калиевых полевых шпатов немного ($< 26\%$); плагиоклазы практически отсутствуют. В значительных количествах (до 25% легкой фракции) наблюдается переотложенный глауконит. Зерна калиевых полевых шпатов пелитизированы. В комплексе тяжелых минералов, выход которых составляет 2,9% от фракции 0,1—0,05 мм, так же как и на участке пос. Семейка—Чембакчино, значение неустойчивых к химическому выветриванию минералов мало (зерна пироксенов единичны, роговая обманка содержится в количестве не более 7%). Прочие минералы встречаются в тех же пределах.

Аналогичный минеральный состав отложений туртасской свиты разрезов у пос. Казаково и Колтырма, расположенных на правобережье Иртыша на отрезке его широтного течения, описан Ф. С. Бузулуцковым и В. С. Волковой (1964). В описанных ими отложениях следует отметить более высокое по сравнению с нашими содержание ильменита (44%) в тяжелой фракции.

В зоне погружения третичного фундамента в разрезах второго типа (скв. 18, гл. 46,5 м) основная масса породы представляет собой сложный

Таблица 3

Минеральный состав тяжелой фракции образцов озерных отложений верхнетуртасской подсвиты, %*

Минералы	Типы разрезов	
	I	II
Гранат	0,9	1—3,5 / 2,4
Циркон	6,3	3,8—8,3 / 6,16
Рутил	0,7	0,0—0,1 / 0,43
Анатаз	2,8	0,0—1,0 / 0,43
Сфен	0,7	0,0—2,0 / 1,06
Обыкновенная роговая обманка	8,0	6,0—8,8 / 7,13
Пироксены	+	+
Группа эпидота	45,5	31,0—69,0 / 51,3
Турмалин	2,7	2,3—3,6 / 3,1
Ставролит, андалузит, силлиманит, дистен	1,4	0,0—1,4 / 0,21
Апатит	0,2	0,0—0,3 / 0,1
Ильменит	21,8	5,6—37,0 / 21,86
Лейкоксен	4,0	2,6—6,0 / 3,83
Аутигенные минералы:		
лимонит	+	0,0—3,0 / 1
пирит	+	3,2—15,2 / 7,8
сидерит	+	3,2—82,0 / 33,4
КР	1,1	1,3
КН	0,36	0,33
Количество образцов	1	3

* Здесь и ниже приводятся данные иммерсионных анализов тяжелой фракции с размерностью зерен 0,05—0,1 мм. Разделение проводилось в бромоформе. Показатель преломления иммерсионной жидкости — 1,630. В каждом образце подсчитывалось 300—500 зерен. Механический анализ проводила В. В. Бондаренко.

агрегат из бесформенных глинистых комочков, обломков зерен кварца, полевых шпатов, тяжелых минералов, а также полуразложенных листочков слюды, обрывков растительной ткани, зерен глауконита, переотложенных спикул губок и скелетов диатомовых водорослей. В легкой фракции (уд. вес $<$ 2,6) крупноалевритовой размерности (0,1 — 0,05 мм) наряду с кварцем (57%) значительную роль играют калиевые полевые шпаты (34%). В породе много переотложенного (?) глауконита (37%). Выход тяжелой фракции невелик (1,3%). В ней главенствуют минералы группы эпидота (69%). Вместе с этим высоко содержание циркона (6,4%), турмалина (3,6%), минералов метаморфических пород. Из группы амфиболов присутствует тремолит (6%); обыкновенной роговой обманки почти нет. Отмечается переотложенный (?) пирит (4,9%). Результаты анализов сведены в табл. 3.

Сравнение данных по минеральному составу песчано-алевритовой части показывает, что общим для отложений подсвиты как I, так и II типа разрезов является весьма невысокое содержание неустойчивых к химическому выветриванию минералов в тяжелой фракции ($<$10%), что отражено в табл. 3, а также присутствие во всех исследованных образцах пород большого количества остатков диатомовых водорослей и спикул губок, что говорит о водном (озерном) генезисе осадков.

Минеральный состав глин. Дифрактограммы природных ориентированных образцов фракции $<$ 0,001 мм из этой толщи (разрезы I и II типа) весьма сходны между собой (табл. 4). В том и другом случае наблюдаются хорошо выраженные отражения 7,18—7,22 Å и ясные рефлексы 3,54—3,58 Å, характерные для каолинита, а также пики 10,19 Å, 10,31 Å, 5,09 Å, типичные для гидрослюд. Присутствие монтмориллонита обнаруживается по рефлексам 14,47—14,39 Å, слабо выраженным. После насыщения этиленгликолем рефлекс 14 Å увеличился до 17 Å;

рентгенограмма образца, прогретого до 550°, показала уменьшение рефлекса до 10,15 Å. Соотношение величин интенсивности базальных рефлексов фиксирует преобладание каолинита и гидрослюды над монтмориллонитом.

Аутигенные минералы. Наиболее распространенным аутигенным минералом в отложениях как I, так и II типа разрезов верхнетуртасской подсвиты является сидерит. Встречается в виде аргиллитоподобных караваеобразных стяжений (обн. 7 у пос. Семейка) или в виде мелких стяжений, которые обнаруживаются лишь при микроскопических исследованиях. Иногда до 85% фракции составляют микросферосидериты (скв. 620).

Согласно исследованиям З. В. Тимофеевой (1963), высокая сидеритоносность характерна лишь для отложений, образовавшихся в условиях гумидного климата, и может рассматриваться как один из литологических показателей гумидности. В аридных и семиаридных условиях значительные скопления сидеритов неизвестны. Гумидный климат обеспечивает повышенное содержание $C_{орг}$ в породах и усиленный вынос карбонатов, что обусловливает высокую подвижность железа, необходимую для сидеритообразования.

Известно, что процессы аутигенного минералообразования, а также перераспределение продуктов гипергенеза в отложениях хорошо фиксируются поведением в разрезе таких химических компонентов, как реакционноспособное железо, органический углерод, углекислый газ.

Таблица 4

Дифрактограммы природных ориентированных образцов фракций<0,001 мм озерных отложений верхнетуртасской подсвиты*

Типы разрезов			
I (обн. 7, гл. 35,5)		II (скв. 18, гл. 46,5)	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
1,3	14,47	0,6	14,39
4,3	10,19	1,7	10,31
2,9	7,185	4,5	7,22
1,1	6,012	1,1	5,94
2,2	4,499	1,1	5,4
2,2	4,283	1,1	5,09
2,4	3,542	3,9	4,44
10,0	3,345	2,8	4,26
2,2	3,207	4,4	3,58
2,0	2,561	10,0	3,35
1,2	2,457	2,2	3,23
0,8	2,279	0,6	2,98
0,8	2,123	0,6	2,8
1,1	1,995	2,2	2,58
1,4	1,815	1,1	2,45
1,1	1,672	1,1	2,38
1,1	1,540	1,1	2,00
1,2	1,503	1,1	1,820
		0,6	1,754
		1,1	1,700
		1,7	1,671
		1,1	1,543
		1,1	1,495

* Съемку и расшифровку образцов здесь и ниже провели Н. Н. Зюзин и О. П. Рассказова.

Баланс форм реакционноспособного железа, рассчитанный нами по Н. М. Страхову и Э. С. Залманзон (1955), в образцах из озерных отложений верхнетуртасской подсвиты показал следующее (табл. 5). В образцах пород подсвиты из разрезов I типа (правый берег Иртыша у пос. Семейка) около 40% железа находится в реакционноспособной форме, причем примерно 30% из них приходится на Fe''_{HCl}. Содержание пиритного железа (1,39), Fe''_{HCl} — (8,4). Это свидетельствует о том, что воды бассейна седиментации хорошо аэрировались. Поступавшая в водоем в значительном количестве органика ($C_{орг}$ исходное — 0,8%) довольно интенсивно окислялась ($C_{орг}$ «сгоревшее» — 0,19%). Судя по содержанию органического углерода, а также по ничтожному количеству сульфатной серы, климат этого времени не был сухим и слишком холодным. О хорошем промывном режиме свидетельствует также ничтожное содержание в породах карбонатов ($CO_2 \approx 0{,}7\%$).

Во II типе разрезов (в качестве примера взяты образцы из озерных отложений верхнетуртасской подсвиты скв. 18, пос. Смыково) содержание реакционноспособного железа несколько уменьшается (35% от валового), роль обломочного железа повышена (65%), значения $C_{орг}$ исходного снижены (0,77%), что говорит об увеличении сухости климата с севера на юг.

Озерные отложения таволжанской свиты распространены в районе спорадически. В северной части Тобол-Иртышского междуречья таволжанскому горизонту соответствует одноименная свита (выделена

Таблица 5

Химический состав образцов пород озерных отложений верхнетуртасской подсвиты, вес. %

Компоненты химического состава пород		Тип разрезов I	Тип разрезов II
	$Fe_{вал}$	4,34—4,39 / 4,36	2,53—3,48 / 3,05
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	0,99—1,80 / 1,39	0,0—3,44 / 1,77
	Fe''_{HCl}	0,0—16,6 / 8,4	19,8—26,75 / 23,27
	Fe'''_{HCl}	21,2—35,5 / 28,3	5,46—13,44 / 9,45
	$Fe_{остат}$	62,2—62,7 / 61,9	63,3—67,9 / 65,5
	$S_{общ}$	0,08—0,09 / 0,085	0,0—0,01 / 0,005
	$S_{сульфат}$	0,0—0,04 / 0,02	0,0—0,0 / 0,0
	$C_{орг.\ ост}$	0,61—0,62 / 0,61	0,38—0,78 / 0,58
	$C_{орг.\ сгорев}$	0,199—0,20 / 0,199	0,19—0,21 / 0,20
	$C_{орг.\ исх}$	0,81—0,82 / 0,81	0,56—0,99 / 0,77
	CO_2	0,69—0,72 / 0,70	
	$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$	0,09	0,09
Средний диаметр зерен в породах (Md), мм		0,003—0,004 / 0,0035	0,013—0,031 / 0,022
Количество образцов		2	2

* Здесь и ниже анализы выполнены Е. Н. Жуковой (ИГиГ СО АН СССР) и в лаборатории НТГУ под руководством Н. И. Зиминой.

И. Г. Зальцманом в 1955г.). В. А. Николаев (1963) в объеме нижнего (и среднего) миоцена выделяет ишимскую свиту. Осадки свиты он разделяет на три фации. Северные разности представлены песками мелкозернистыми с прослоями глин, угля и лигнита; в южной зоне центральной части низменности их замещают мелкозернистые пески и супеси с линзами глин и суглинков; в пределах Северного Казахстана в составе ишимской свиты широко развиты глинистые породы. Аналогом таволжанской (ишимской) свиты в Северном Тургае является аральская свита (Лавров, 1951, 1959; Яншин, 1953). Сложена жирными вязкими плотными глинами желтовато-серого цвета монтмориллонитового состава. Породы содержат округлые конкреции гипса, мергельные стяжения и «картечины» псиломелана.

Отложения аральской свиты непосредственно подстилают четвертичные образования района исключительно редко. Вещественный состав отложений подробно описан В. В. Лавровым (1959). Мы не останавливаемся здесь на характеристике их вещественного состава.

Озерные отложения павлодарской (черлакской) свиты. Отложения неогена в разрезах I и II типа на Тобольском «материке» не встречены. В пределах неогеновых равнин размытая поверхность озерных глин черлакской свиты повсюду вскрывается скважинами ручного бурения на высотных отметках 120—165 м (Волков, 1965). Отложения лежат непосредственно под четвертичным чехлом или под битекейскими слоями на небольшой глубине от дневной поверхности (2—9 м). Облик и состав пород в направлении с севера на юг меняются(Лавров, 1959; Николаев, 1963). На Ишим-Иртышском междуречье на широте г. Петропавловска глины имеют грязно-серый цвет, содержат примесь алевритового материала и несут в себе горизонты карбонатных конкреций, выше которых прослеживаются погребенные почвы. Минерализация связана с процессами почвообразования и выветривания в условиях засушливого климата.

Подобные разрезы вскрыты в районе пос. Кипялы скважинами ручного бурения БК-III-2 (интервал 8,2—8,5 м), БК-I-1 (интервал 6,5—8,0 м), БК-III-1 (интервал 4,2—5,2 м). Наиболее полные разрезы свиты встречены в карьерах кирпичного завода вблизи Петропавловска (разрез ЗВ-15-17). Отложения имеют мощность 5—7 м; лежат с размывом на се-

рых вязких глинах аральской свиты и перекрыты бурыми суглинками с линзами и прослоями глиняных окатышей и карбонатных перемытых концентраций битекейского аллювия. Кровля толщи разбита трещинами высыхания на глыбы, угловатые обломки. Цвет глин серый до темно-серого в гумусированных горизонтах. Обычно несколько ниже их залегают крупные карбонатные конкреции, нередко образующие пласты.

На Тобол-Ишимском междуречье скважины ручного бурения (Л-13, Л-20, Л-19, Л-23 и др.) вскрыли кровлю тонкоотмученных глин светлых пастельных тонов — желтовато-зеленых, светло-бурых, серовато-желтых.

На основании положения в разрезе и находок фауны пресноводных моллюсков новостаничного комплекса глины эти отнесены к черлакской свите (Волков, 1965). Нередко верхняя часть пород имеет ярко-пятнистый цвет от буровато-малиновых маловодных гидроокислов Fe и содержит карбонатные конкреции.

Таблица 6

Гранулометрический состав образцов озерных глин черлакской свиты, вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях, мм	III тип разреза
>1	0,0—0,1 / 0,04
0,5	0,0—1,7 / 0,72
0,25	0,04—8,9 / 2,48
0,1	0,08—8,6 / 4,19
0,01	1,0—7,28 / 3,45
<0,01	85,8—96,16 / 89,15
0,005	10,1—28,49 / 17,82
0,001	7,1—19,1 / 11,15
<0,001	44,4—66,5 / 57,86
Количество образцов	7

Гранулометрический состав. Отложения черлакской свиты представлены преимущественно алевритистыми пелитами. В их гранулометрическом спектре резко преобладают частицы размером < 0,001 мм (45—67%) (табл. 6).

Минеральный состав песчано-алевритовой части. Черлакские глины Ишим-Иртышского междуречья во фракции 0,1—0,05 мм содержат заметное количество полевых шпатов (26—35%); однако довольно велика (62—72%) роль кварца. В заметных количествах (8%) присутствуют разрушенные зерна полевых шпатов (табл. 7).

Особенностью минерального состава тяжелой фракции во всех случаях является незначительное содержание неустойчивых к химическому выветриванию минералов — роговой обманки (3,8%), пироксенов (единичные знаки). Много турмалина (3,6%), циркона (6,4%), ильменита (28,8%), лейкоксена (11,8%). Известно, что высокие содержания лейкоксена характерны для озерных образований. Коэффициент Руэ (КР) достигает здесь высоких значений (6,05), а обратный ему показатель степени выветрелости пород (КН) составляет лишь сотые и десятые доли единицы. Олигомиктовый, существенно кварцевый состав отложений неогена этих районов установлен ранее В. Н. Разумовой (1961), которая считает, что его формирование в значительной мере обусловлено переотложением древних кор выветривания Казахского нагорья.

Повышенные содержания ильменита при подчиненной роли эпидота зафиксированы для этих отложений в Ишимском районе Ф. С. Бузулуцковым и др. (1957).

Е. В. Шумилова (1939, 1963) отмечает эти же особенности состава толщи континентального неогена для северной части описываемой территории — бассейна р. Вагай.

Минеральный состав глин. Состав фракции < 0,001 мм весьма характерен — среди глинистых минералов резко доминирует монтмориллонит (железистая разность) и смешанослойный минерал монтмориллонитового типа. На рентгенограммах ориентированных образцов

Таблица 7

Минеральный состав тяжелой фракции образцов озерных глин черлакской свиты, %

Минералы	III тип разреза	Минералы	III тип разреза
Гранат	0,0—5,3 / 1,8	Апатит	+
Циркон	3,4—11,0 / 6,4	Ильменит	16,0—47,0 / 28,8
Рутил	0,0—2,5 / 1,2	Лейкоксен	4,1—21,0 / 11,8
Анатаз	1,2—5,7 / 2,9	Прочие	0,3—2,8 / 1,6
Сфен	0,0—1,3 / 0,3	Аутигенные минералы:	
Обыкновенная роговая обманка	0,7—10,0 / 3,8	лимонит	13,0—66,0 / 35,0
Пироксены	+	пирит	0,0—1,4 / 0,5
Группа эпидота	16,0—49,0 / 32,1	сидерит	+
Турмалин	0,0—8,2 / 3,6	Выход тяжелой фракции	0,7—2,2 / 1,4
Ставролит, андалузит, силлиманит, дистен	0,6—5,5 / 2,0	КР	2,6
		КИ	0,13
		Количество образцов	7

наблюдаются отражения 14 Å сильной интенсивности. После насыщения этиленгликолем рефлекс 13,86—15,14 Å увеличивается до 17,15—20,7 Å; после прогревания до 500° уменьшается до 10 Å. Линии каолинита, так же как и гидрослюды, выражены сравнительно слабо (табл. 8).

Характерная особенность химического состава фракции $< 0{,}001$ мм образцов глин из кровли толщи — невысокое содержание K_2O (0,36—0,48%). По этому признаку глины черлакской свиты отличаются от вышележащих пород с относительно повышенными значениями калия, что отмечалось нами ранее (Волков, Волкова, Задкова, 1969).

Таблица 8

Дифрактограммы ориентированных природных образцов фракции<0,001 мм глин черлакской свиты

Скв. Л-19, гл. 7,5 м				Скв. БК-1-1, гл. 8,0 м	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
4,5	14,23	1,8	2,129	10,0	15,74
1,8	10,37	1,3	1,983	2,2	10,27
2,1	7,26	0,9	1,816	2,2	7,26
1,3	5,05	0,9	1,774	1,7	4,970
6,3	4,47	1,3	1,705	5,2	4,492
4,5	4,253	1,8	1,664	3,5	3,570
3,60	3,537	0,9	1,596	6,5	3,347
10,0	3,34	1,3	1,541	3,1	3,209
1,3	3,016	1,3	1,503	3,5	2,579
3,2	2,560			1,3	2,153
2,1	2,460			1,7	2,002
1,8	2,385			2,6	1,669
				3,5	1,504

Аутигенные минералы. В глинах черлакской свиты заметную роль играют аутигенные минералы, что впервые отмечено В. В. Лавровым (1959). Нерастворимый остаток обычно составляет около 70—75%; остальные 20—30% падают на растворимую часть. В породе наблюдаются шаровидные стяжения и друзочки гипса, а также мергельные конкреции и железисто-марганцевистые бобовинки.

Глины в кровле толщи, как правило, разбиты многочисленными трещинами высыхания и имеют вид щебня. При визуальных и микроморфологических исследованиях в породе наблюдаются признаки дегидратации минералов: ярко-красные пятна маловодных окислов Fe, порошковатый полугидрат гипса $CaSO_4$, $1/2\ H_2O$.

Образование дегидратированного семигидрата при выветривании загипсованных монтмориллонитовых глин недавно описал А. Г. Чернявский (1965). Указанные факты свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении, наступившем после образования отложений черлакской свиты.

Имеющиеся данные по химическому составу образцов из отложений черлакской свиты указывают на некоторые особенности процессов диагенеза и выветривания в осадках, характерные для засушливых областей. В балансе форм железа обломочное железо составляет около 77 % от реакционноспособного. Из суммы реакционноспособного железа 3/4 его падает на окисные формы; роль пиритного железа ничтожна(0,03 %). Содержание органического углерода в породах невелико. В образцах пород из верхней части толщи следует отметить незначительную роль карбонатов ($CO_2 \approx 0{,}16$ %), что связано, по-видимому, с выщелачиванием пород при выветривании (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав озерных отложений черлакской свиты на Ишим-Тобольском междуречье, вес. %

Компоненты химического состава		III тип разреза (скв. Л-23 и Л-13)
$Fe_{вал}$		2,61—3,29 2,95
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	0,0—0,06 0,03
	Fe''_{HCl}	2,69—7,0 4,84
	Fe'''_{HCl}	1,52—33,0 17,26
	$Fe_{ост}$	64,5—90,0 77,26
$S_{общ}$		0,0—0,137 0,068
$S_{сульфат}$		0,0—0,051 0,025
$C_{орг.\ ост}$		0,11—0,49 0,3
$C''_{орг.}$ „сгорев"		0,06—0,19 0,12
$C_{орг.\ исх}$		0,17—0,68 0,42
CO_2		0,2—0,30 0,003
$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$		
Средний диаметр зерен в породах (Md), мм		0,013—0,032 0,022
Количество образцов		2

За счет последующего вымывания и перераспределения продуктов выветривания сформировались иллювиальные горизонты с пластами сливных карбонатных конкреций, о которых упоминалось выше.

Аллювиальные отложения кустанайского горизонта. По унифицированной стратиграфической схеме отложения, залегающие на осадках аральского и павлодарского горизонтов и перекрывающиеся комплексом пород четвертичного возраста, относятся к кустанайскому горизонту и датируются верхним плиоценом. В Западной Сибири (в южных районах) им соответствует кустанайская свита (Сигов, 1954), а в Тургае — битекейские слои (Лавров, 1959). Свита развита в основном в пределах южной части Тобол-Ишимского междуречья, в северной части Тургайского прогиба и на северном склоне Казахского нагорья имеет ограниченное распространение и прослеживается лишь в виде линейно-вытянутых извилистых полос шириной 5—20 км, реже больше. Отложения представлены буровато- и желтовато-серыми песчаными карбонатными глинами, содержащими в основании свиты прослои разнозернистых песков с обломками унионид и перемытых карбонатных конкреций. Фациальный тип осадков отнесен к аллювию крупных рек и, возможно, обширных озер.

Исследования, проведенные в последние годы (Волков, Волкова, 1967), показали, что битекейский аллювий по времени накопления отвечает самой нижней части разреза кочковской свиты. Мощность слоев обычно невелика (от 0—3 м до 10 м). Спорово-пыльцевым анализом для битекейского времени устанавливается степная растительность, близкая к современным степям Южного Казахстана.

В пределах района исследований битекейские слои нередко являются подстилающими породами по отношению к комплексу четвертичных отложений в разрезах III типа. Залегают обычно на размытой поверхности

Таблица 10

Гранулометрический состав образцов битекейского аллювия Ишим-Тобольского междуречья, вес. %

Конечные размеры зерен во фракции, мм	III тип разреза
>1	0,0—7,7 / 2,56
0,5	0,42—6,0 / 2,16
0,25	4,2—20,8 / 13,8
0,1	6,0—41,1 / 20,4
0,5	2,1—22,4 / 9,94
0,01	0,0—0,6 / 0,4
<0,01	31,1—64,76 / 51,0
Гранулометрические коэффициенты:	
C	0,45—7,0 / 2,64
Md	0,007—0,009 / 0,0077
S_0	4,8—11,8 / 8,56
Количество образцов	3

глин черлакской свиты. На Тобол-Ишимском междуречье битекейский аллювий вскрыт многими скважинами Л-13, В-92 В-45 и др. (Волков, Волкова, Задкова, 1969).

На Ишим-Иртышском междуречье толща аллювиальных отложений хорошо прослеживается в обрывах правобережья Иртыша, в карьерах Петропавловского кирпичного завода и вскрывается скважинами мелкого бурения на водораздельном пространстве на глубине 2,0—6,0 м от поверхности. Отложения приурочены к эрозионным врезам.

Гранулометрический состав. Структура пород меняется от псаммопелитовой до пелитопсаммитовой. Всегда значительна примесь гравийно-галечного материала. Псаммитовая часть обычно разнозернистая. Содержится примесь алевритового материала (2,0—23,0%). Существенную роль (31,0—65,0%) в породе играют глинистые частицы. Степень сортировки зерен, как правило, низкая (S_0=8,56; табл. 10).

Представляет интерес структура пород в битекейских слоях из береговых обрывов Иртыша близ г. Петропавловска и в карьерах Петропавловского кирпичного завода. Под покровными суглинками мощностью менее 1 м, на размытой поверхности черлакских глин лежат волнисто- и неясно-слоистые алевриты желтовато-бурого цвета с редкими горизонтальными прослоями ожелезненных суглинков, содержащих переотложенные карбонатные конкреции. Ниже обычно прослеживаются прослои глинистых образований в виде мелких округлых окатышей размером от десятых долей миллиметра до 1,0 см и более. Мощность толщи — до 7 м. В гранулометрическом спектре пород при агрегатном и микроагрегатном способах подготовки образцов к анализу наряду с глинистыми частицами содержится значительное количество зерен > 0,05 мм в диаметре. После диспергирования породы анализы показывают высокий выход глинистой фракции (табл. 11).

Таблица 11

Гранулометрический состав образца пород битекейского аллювия (обн. 12-В, Банный овраг близ г. Петропавловска), при различных способах подготовки образцов к анализу, вес %

Конечные диаметры свит, мм	Способ подготовки к анализу		
	агрегатный	микроагрегатный	дисперсный
>0,5	1,3	0,5	0,03
0,25	3,7	6,0	0,3
0,1	20,6	10,4	3,9
0,05	29,4	32,3	4,8
0,01	11,6	14,6	0,5
0,005	6,6	5,8	
<0,005	26,8	30,4	90,5

Глинистая часть образцов пород из битекейских слоев представлена преимущественно сильно разбухающим при смачивании минералом из группы монтмориллонита и близка по своему составу к глинам черлакской свиты. В связи с этим можно допустить, что толща мелких угловатых обломков, образовавшаяся при высыхании монтмориллонитовых черлакских глин, в битекейское время размывалась. Многократное переслаивание обохренных глиняных окатышей — продуктов переотложения черлакских глин

Таблица 12

Минеральный состав тяжелой фракции образцов из битекейского аллювия, %

Минералы	III тип разреза	
	Ишим-Тобольское междуречье	Ишим-Иртышское междуречье
Гранат	1,8—2,2 / 2	0,7—1,5 / 1,0
Циркон	7,0—8,4 / 7,7	5,6—6,6 / 6,06
Рутил	0,0—1,25 / 0,62	0,5—0,8 / 0,4
Анатаз	2,75—4,7 / 3,72	2,0—2,6 / 2,3
Сфен	0,0—0,45 / 0,37	0,0—0,5 / 0,18
Обыкновенная роговая обманка	2,0—4,45 / 3,22	0,0—8,5 / 6,7
Группа эпидота	24,3—29,8 / 27,05	44,0—52,0 / 47,3
Турмалин	2,45—2,6 / 2,52	3,1—8,4 / 3,4
Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит	4,0—4,65 / 4,32	0,0—0,8 / 0,9
Ильменит	40,5—44,4 / 42,45	20.0—25,0 / 23,0
Лейкоксен	1,9—2,6 / 2,25	3.3—4.2 / 3,75
Апатит	—	0,0—7,1 / 4,5
Прочие	4,8—5,3 / 5,05	1,1—1,5 / 1,25
Основные аутигенные минералы:		
лимонит	3,7—4,9 / 4,3	14,5—15,7 / 14,9
Выход тяжелой фракции	3,4—5,7 / 4,5	1,0—1,5 / 1,3
КР	3,2	1,4
КН	0,075	0,29
Количество образцов	2	2

с косослоистыми супесями — свидетельствует о частых перерывах в осадконакоплении. Поскольку монтмориллонитовые глины легко размокают в воде, то, по-видимому, следует считать, что перенос материала осуществляется быстро пересыхающими потоками, так как длительное пребывание глинистых обломков в активных условиях привело бы их к размоканию.

Минеральный состав песчано-алевритовой части пород из битекейского аллювия. Во всех рассмотренных разрезах III типа на неогеновых равнинах (В-93, В-25, БК-1, В-12 и др.) над прочими основными породообразующими минералами преобладает кварц (> 50%); среди тяжелых минералов (выход 1,0—5,7%) роль ферримагнезиальных компонентов (амфиболы и пироксены) незначительна (< 10%).

Минеральный состав образцов пород, взятых из битекейских слоев в пределах Ишим-Иртышского междуречья, несколько отличается от состава образцов из этих же слоев на Тобол-Ишимском междуречье (табл. 12).

Это сказывается в повышении роли калиевых полевых шпатов, а также минералов из группы эпидота и обыкновенной роговой обманки в битекейском аллювии Ишим-Иртышского междуречья по сравнению с аллювием Тобол-Ишимского междуречья (см. табл. 12), что в первом случае обусловлено, по-видимому, близостью области питания. Однако минеральный комплекс битекейских слоев весьма близок к минеральному комплексу черлакской свиты, которая по всем признакам в значительной мере являлась для них материнской породой (Лавров, 1959; Волков, 1965).

При исследовании породы в шлифах обращает на себя внимание хорошая окатанность основной массы зерен кварца. Наряду с окатанными, содержится значительное количество зерен причудливой формы с очень неровными или режущими краями, а также оскольчатых, изогнутых и клиновидных, которые иногда резко выделяются крупными размерами. Встречаются обломки раскристаллизованного вулканического стекла игольчатой и каплевидной формы. Известно, что в конце плиоцена и начале четвертичного периода активизировалась вулканическая деятельность во многих областях Советского Союза: на Кавказе, Сахалине, Курильских островах и т. д. Но однозначных данных для отнесения наших образований к вулканическому материалу пока нет.

Интересным компонентом пород битекейских слоев являются карбонатные конкреции во вторичном залегании, что видно по сглаженным, окатанным их краям — следам водной обработки материала. Конкреции имеют пелитоморфное сложение, оторочки из водных окислов Mn или их дендритовидные образования. Гальки конкреций имеют мергелистый состав, сходный с составом конкреций из аральских и черлакских глин.

Минеральный состав глин. Фракции $< 0{,}001$ мм образцов из битекейских слоев имеют сложный состав. На дифрактограммах наиболее интенсивно выражены широкие двумерные рефлексы первого порядка 15,4—17,4 Å монтмориллонита, сильно разбухающего: в образцах, обработанных этиленгликолем, рефлексы сдвигаются до 20 Å, а при нагревании образцов до 550° уменьшаются до 10 Å. Во фракции присутствует также диоктаэдрическая гидрослюда и ничтожно малая примесь хлорита (табл. 13). Глинистая масса породы имеет в тонких шлифах точечную поляризацию и содержит массу мелких зерен карбоната кальция. Для рек степной зоны характерно высокое содержание обломочного кальцита, переносимого в виде взвесей текущими водами в условиях засушливого климата (Страхов, 1951). В наших отложениях количество $CaCO_3$ достигает иногда 11,6%.

Таблица 13

Результаты рентгеноструктурного анализа фракции $<0{,}001$ мм природного образца из битекейских слоев Ишим-Тобольского междуречья

В-25 в			
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
4,0	17,4	1,5	3,234
4,8	15,3	3,3	2,572
1,2	10,45	2,4	2,453
1,2	9,994	1,2	2,278
1,2	7,127	1,2	2,126
1,2	5,050	0,9	1,986
4,0	4,499	1,8	1,816
3,6	4,277	0,9	1,542
1,2	3,676	1,8	1,501
10,0	3,346		

Химический состав (табл. 14) образца битекейского аллювия свидетельствует о незначительном преобразовании осадка вторичными процессами. Реакционноспособное железо составляет в сумме менее 1/5 части от валового.

Слабосолоноватоводные отложения крупного озерного (?) бассейна плиоцен — нижнечетвертичного времени (кочковская свита N_2—Q_1). В северо-западной части междуречья на юго-западном и северо-западном крыле Иртышской синеклизы к образованиям кочковской свиты (выделена В. А. Мартыновым в 1961 г.) отнесена толща разнозернистых серых песков и железистых галечников, бурых глин и синих «каменных» илов озерно-аллювиального генезиса, охарактеризованных фауной мелких млекопитающих и остракод (Фениксова, 1964). Мощность — 20—40 м. Отложения кочковской

свиты синхронизируются с низами семейкинской свиты (Волкова, 1966; Волков, Волкова, 1967) — аналогом толщи «сизых суглинков» В. Н. Сукачева (1933). Другие авторы склонны приписывать им более ранний — неогеновый—возраст (Архипов, Худяков, 1961; Останин, 1960).

Таблица 14

Химический состав аллювиальных отложений битекейской свиты, вес. %

Компоненты химического состава		III тип разреза (обр. Л-13, гл. 5,8 м)
$Fe_{вал}$		2,74
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	1,1
	Fe_{HCl}	6,56
	Fe''_{HCl}	9,8
	$Fe'''_{ост}$	83,0
$S_{общ}$		0,126
$S_{сульфат}$		0,088
$C_{орг.ост}$		0,1
$C_{орг.сгорев}$		0,09
$CO_{орг.исх}$		0,19
CO_2		8,63
Средний диаметр зерен в породе (Md), мм		?
Количество образцов		1

В районе исследования отложения кочковской свиты встречены нами во II типе разрезов в пределах северо-западного борта Омской впадины на Ишим-Иртышском междуречье (Задкова, Тарасенко, 1969). Поверхность третичных пород здесь быстро погружается в северо-восточном направлении; общая мощность комплекса четвертичных образований в районе г. Петропавловска всего 12 м, в пределах Притюкалинской равнины она увеличивается до 40—45 м. Породы залегают на размытой поверхности верхнетуртасской подсвиты. Породы этого комплекса вскрыты скв. 18 на глубине 24,5 м от дневной поверхности. Представлены мощной (более 20 м) толщей алевритов и глин от коричневато- до голубовато-серых, слюдистых, карбонатных, со значительным количеством растительного детрита. Отложения имеют закономерное строение: нижняя пачка алевритов переходит постепенно вверх по разрезу сначала в суглинки, а затем в глины. Комплекс отложений кочковской свиты перекрыт пачкой (мощность≈5 м) хорошо отсортированных крупнозернистых алевритов, которые отнесены к тобольскому горизонту.

Гранулометрический состав. Алевриты нижней пачки (мощность 5 м) имеют пелито-алевритовую структуру. Алевритовые частицы составляют в сумме 50—60%, причем основная часть принадлежит тонкопылеватым (32—46%). Песчаные фракции практически отсутствуют. Остальная часть (40—50%) представлена глинами. Однако наблюдения породы в тонких шлифах указывают на присутствие большого количества полуугловатых обломков глинистых пород (табл. I, II) *, которые при подготовке образцов к анализу разрушаются и в гранулометрическом спектре проявляют себя лишь увеличением содержания глинистых частиц. Максимальный диаметр не бывает здесь выше 0,15 мм, медианный—0,0985 мм. Сортировка зерен средняя (S_0=2,2—3,5). Вверх по разрезу алевриты постепенно переходят в сизовато-серые алевритовые глины с остатками древесины, а затем в глины. Структура пород алевропелитовая. Преобладают пелитовые частицы (66—93%), остальные представлены зернами алевритовой размерности; песчаные практически отсутствуют. В кровле толщи в породах резко превалируют тонкодисперсные частицы (> 90%). По данным анализов (табл. 15), максимальный диаметр зерен (C) не выходит за пределы алевритовой размерности (0,03—0,085 мм), медианный соответствует размеру пелитовых частиц (Md≈≈0,008 мм).

Минеральный состав песчано-алевритовой части. В минеральном составе легкой фракции пород отмечается высокое содержание полевых шпатов (30—45%), среди них много плагиоклазов ряда олигоклаз — андезин (8—14%). Зерна имеют свежий вид. Количество кварца обычно невелико (<50%). Присутствуют также слюды

* Все микрофотографии помещены в конце книги (см. приложение).

Таблица 15

Гранулометрический состав образцов озерных (?) отложений N_2—Q_I (скв. 18, Ишим-Иртышское междуречье), вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях, мм	II тип разреза (зона с.=з. борта Омской впадины)
>1,0	—
0,5	—
0,25	0,0—0,3 / 0,1
0,1	0,1—1,0 / 1,3
0,05	0,1—16,2 / 8,65
0,01	9,0—32,8 / 19,6
<0,01	53,3—93,0 / 70,4
0,005	19,6—48,0 / 31,2
0,001	6,6—26,1 / 15,4
<0,001	7.4—44.9 / 23,2
Гранулометрические коэффициенты:	
C	0,035—0,15 / 0,09
Md	0.0062—0,095 / 0,04
S_o	2,0—2,7 / 2,21
Количество образцов	7

(1—25%) и угловатые обломки тонкодисперсной глины (до 71% легкой фракции). В низах толщи в заметных количествах наблюдается глауконит (до 15% легкой фракции), который вверх по разрезу исчезает. Зерна глауконита нередко имеют трещины синерезиса. Однако маленький размер зерен не позволяет с уверенностью определить его генезис.

Выход тяжелых минералов составляет 0,5—3,2%. Так же как и в легкой фракции, в составе тяжелой значительно повышено содержание неустойчивых к химическому выветриванию минералов, среди которых преобладает обыкновенная роговая обманка (обычно 14—22%, редко меньше). Много минералов из группы эпидота (54—61%). В кровле толщи содержание устойчивых минералов несколько повышается за счет созревания минерального комплекса.

Коэффициент Руэ имеет в целом по толще низкие значения (0,37), а отношение роговой обманки к пльмениту максимально (до 8,8) по разрезу всего четвертичного комплекса и подстилающих слоев в разрезах II типа (табл. 16).

Минеральный состав глин. Рентгеноструктурный анализ тонкодисперсной фракции образцов из отложений рассматриваемой толщи (скв. 18, пос. Смыково) показал, что глинистые минералы представлены в ней сложной смесью гидрослюды, каолинита и минералов из группы монтмориллонита и хлорита; в кровле присутствует сильно разбухающий смешанослойный минерал монтмориллонитового типа (табл. 17.) Способность монтмориллонитовых минералов к набуханию увеличивается от подошвы к кровле: рефлексы 14,3—14,5 Å образцов глин в природном состоянии возрастают после насыщения этиленгликолем снизу вверх по разрезу соответственно до 18,9 Å (гл. 38 м), 19,63 Å (гл. 32 м) и 20,36 Å (гл. 26,5 м). После нагревания природных образцов глин до 550° рефлекс 10,51—10,99 Å уменьшается до 10,19—10,23 Å. Присутствие и четкость рефлекса 13,93 Å после нагревания образцов, а также рефлексов 7Å, 2,8Å и 3,5Å на дифрактограммах природных образцов позволяют предполагать наличие среди глинистых минералов хлорита. В кровле глинистой толщи фиксируется появление нового смешанослойного минерала монтмориллонитового типа (табл. 17, обр. с гл. 26, 5 м). В природном состоянии он показывает рефлексы 16,5—18Å, которые после насыщения этиленгликолем увеличиваются до 20 Å. Новообразованный глинистый минерал хорошо прослеживается в шлифах при микроморфологических исследованиях в виде тонких колломорфных пленок вокруг минеральных зерен, иногда в виде псевдомонокристаллов.

Аутигенные минералы. Микроморфологические исследования пород указывают на различную степень их постседиментационных преобразований по разрезу. В нижней части толщи глинистый цемент имеет точечную поляризацию, что свидетельствует о слабой его раскристаллизации.

В глинистой массе, наряду с обломками минеральных зерен и большим количеством аллохтонных почти не окатанных обломков глин гравийного размера, много грубых растительных остатков темно-бурого цвета (табл. I, II). Растительные остатки, механически и химически слабо разложенные, разрозненно погружены в минеральную массу. Почвоведы (Kubiena, 1956; Парфенова, Ярилова, 1962) такого типа гумус относят к субаквальной группе.

В верхней части глинистой толщи (гл. 24—31 м) наблюдаются побурение глинистого цемента и колломорфные глинистые пленки вокруг зерен. В ее кровле (гл. 24 м) встречены стяжения тонкокристаллического карбоната вокруг пор, прослеживающиеся лишь при больших увеличениях (табл. III), а также характерные игольчатые и войлочные выделения люблинита, очень мелкие (табл. IV). Несколько ниже встречаются редкие некрупные округлые образования кальцита. Игольчатые кристаллы кальцита (люблинит) описаны Кубиеной (Kubiena, 1956), для буроземных почв и черноземов, в которых концентрация растворов бикарбоната кальция невысока (горизонт почвы при pH=6,6). Образование стяжений кальцита считается характерным для почвенных профилей, формирующихся в условиях недостатка влаги.

Таким образом, в конце формирования толщи в связи с обмелением бассейна формировались почвенные профили. Влажность климата хотя и была недостаточна (на что указывает и повышение роли монтмориллонита), однако не столь существенна.

Таблица 16

Минеральный состав тяжелой подфракции образцов бассейновых отложений N_2—Q (скв. 18), %

Минералы	II тип разреза (зона с.=з. борта Омской впадины)
Гранат	0,4—1,3 / 0,7
Циркон	2,0—6,0 / 3,94
Рутил	0,0—1,5 / 0,3
Анатаз	0,0—1,9 / 1,18
Сфен	—
Обыкновенная роговая обманка	8,1—22,0 / 17,3
Пироксен моноклинный	0,0—0,2 / 0,02
Группа эпидота	54,0—61,0 / 56,5
Турмалин	0,0—2,9 / 1,74
Ставролит, дистен, силлиманит, андалузит	0,0—1,4 / 0,74
Апатит	0,0—2,6 / 8,1
Ильменит	2,5—24,6 / 10,02
Лейкоксен	1,6—4,8 / 3,4
Прочие	0,0—4,6 / 2,0
Основные аутигенные минералы:	
лимонит	0,0—8,7 / 3,5
пирит	0,0—30,0 / 8,0
Выход тяжелой фракции	0,5—3,2 / 2,0
КР	0,32
КН	1,72
Количество образцов	8

Второй аутигенный минерал, имеющий довольно большое распространение в породе, — пирит. Он встречается по всему разрезу толщи и составляет от 1 до 30% тяжелой фракции (табл. 16). Представлен землистыми агрегатами в виде инкрустаций по растительным остаткам и раковинам остракод.

Процессы диагенетических и гипергенных преобразований в породах кочковской свиты в значительной мере отражены в химическом составе образцов пород из отложений свиты, вскрытых скв. 18 (пос. Смыково, интервал 23,0—42,0 мм; табл. 18). По имеющимся данным можно судить

Таблица 17

Дифрактограммы природных ориентированных образцов фракции<0,001 мм из бассейновых отложений (скв. 18, Ишим-Иртышское междуречье)

Глубина взятия образцов (от подошвы к кровле), м					
38,0		32,0		26,5	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
1,8	14,55	2,5	14,39	3,6	18
1,8	13,51	2,5	10,99	3,6	16,5
3,6	10,51	1,9	7,26	3,6	14,3
2,7	7,26	1,2	5,09	3,6	10,51
6,9	5,61	6,8	4,49	2,8	7,18
8,2	4,49	3,7	4,28	2,8	7,18
3,6	4,28	3,7	3,59	6,4	4,5
3,6	3,55	10,0	3,35	2,8	4,24
10,0	3,35	3,7	3,22	2,8	3,58
3,6	3,21	5,6	2,59	10,0	3,35
4,6	2,57	2,5	2,48	1,4	2,87
1,8	2,40	2,5	2,4	5,0	2,58
1,8	1,997	1,2	2,28	3,6	2,47
1,8	1,647	1,9	2,14	2,8	2,4
2,7	1,502	2,5	2,0	1,4	2,13
		1,2	1,815	1,4	1,997
		2,5	1,697	1,4	1,819
		2,5	1,665	2,1	1,604
		2,5	1,543	1,4	1,542
		3,7	1,503	2,1	1,509
Соотношения интенсивности базальных рефлексов:					
$\frac{7}{10}$ Å $\frac{6}{8}=0,8$		$\frac{7}{8}=0,87$		$\frac{8}{10}=0,8$	
$\frac{14}{10}$ Å $\frac{5}{8}=0,6$		$\frac{9}{7}=1,3$		$\frac{10}{10}=1,0$	
Минеральный состав глин	ГС>К>М>Х	М=СГ>К>Х		СМСЛ=М=ГС>К>Х	

Таблица 18

Химический состав образцов из бассейновых отложений кочковской свиты, вес. %

Компоненты		II тип разреза
$Fe_{вал}$		2,47—4,77 / 3,64
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	0,0—10,00 / 3,13
	Fe''_{HCl}	20,6—47,7 / 32,9
	Fe'''_{HCl}	13,35—36,4 / 23,9
	$Fe_{ост}$	15,83—64,6 / 40,0
$S_{общ}$		0,0—0,59 / 0,14
$S_{сульфат}$		0,0—0,06 / 0,012
$C_{орг.\ ост}$		0,07—0,98 / 0,7
$C_{орг.}$ „сгорев"		0,09—0,48 / 0,35
$C_{орг.\ исх}$		0,39—1,71 / 1,05
CO_2		Нет данных
$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$		0,26
Средний диаметр зерен в породах (Md), мм		0,0017—0,014 / 0,0048
Количество анализов		16

о значительном преобразовании осадка после его захоронения. Так, реакционноспособное железо представляет 50% от валового. В балансе подвижного железа закисных форм почти в полтора раза больше, чем окисных. В заметных количествах (3%) присутствует пиритное железо, содержание которого увеличивается снизу вверх по разрезу свиты от более опесчаненных пород к глинам. Аналогично ведет себя и органический углерод, содержание которого в породах свиты довольно высокое ($C_{орг}$ исходное=1,05%).

А. И. Перельман (1965) выделяет три основных типа обстановок в зоне гипергенеза: 1) окислительный, 2) восстановительный без сероводорода (глеевый) и 3) восстановительный сульфидный, отличающиеся друг от друга по содержанию сероводорода.

Присутствие в породах свиты в заметных количествах сульфидов железа позволяет отнести обстановку их осадконакопления и диагенеза к восстановительной сульфидной. Вместе с этим находки Т. А. Кузьменковой (Задкова, Тарасенко, 1969) в образцах из отложений свиты эвригалинных форм остракод дают основание предполагать, что режим бассейна во время формирования осадков был слабосолоноватоводным. На это указывает и повышенное (0,263) значение коэффициента $Fe_{пир} : C_{орг.ост}$, который предложен Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955) для определения палеосолености бассейнов.

Таблица 19

Гранулометрический состав образцов из озерных отложений семейкинской свиты, вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях, мм	III тип разреза (обн. у пос. Семейка, пр. берег Иртыша)
>1	—
0,5	—
0,25	0,02—0,03 / 0,27
0,1	0,62—3,67 / 1,4
0,05	8,27—17,5 / 13,7
0,01	15,17—61,17 / 32,0
<0,01	30,43—63,47 / 45,8
0,005	16,63—38,47 / 25,0
0,001	6,2—15,00 / 12,2
<0,001	4,3—12,10 / 8,8
Гранулометрические коэффициенты:	
C	0,089—0,196 / 0,128
S_0	0,0085—0,18 / 0,013
Md	1,9—2,8 / 1,3
Количество образцов	3

Таблица 20

Минеральный состав тяжелой фракции образцов из озерных отложений семейкинской свиты (Qd), %

Минералы	I тип разреза (обн. у пос. Семейка, пр. берег Иртыша; интервал 23,8—25,3 м)
Гранат	2,1—3,1 / 2,43
Циркон	6,0—6,2 / 6,1
Рутил	0,0—0,6 / 0,27
Анатаз	2,1—3,2 / 2,77
Сфен	0,0—0,3 / 0,1
Обыкновенная роговая обманка	15,6—20,6 / 18,3
Пироксен моноклинальный	0,0—1,5 / 0,5
Группа эпидота	35,5—40,0 / 38,7
Турмалин	0,9—2,5 / 1,46
Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит	0,9—1,4 / 1,1
Апатит	0,0—0,6 / 0,27
Ильменит	13,9—25,0 / 20,9
Лейкоксен	1,7—5,1 / 2,37
Разрушенные зерна	0,0—5,1 / 2,53
Прочие	0,0—1,2 / 0,67
Основные аутигенные минералы:	
лимонит	0,5—2,1 / 1,1
сидерит	0,0—0,3 / 0,1
Выход тяжелых минералов	0,6—1,9 / 1,22
РУ	0,41
КН	0,90
Количество образцов	3

Озерные отложения нижнечетвертичного возраста (демьянский горизонт). Рассматривается вещественный состав раннечетвертичных образований, имеющих на площади лишь спорадическое распространение и по этой причине малоизученных. К ним относятся озерные образования семейкинской свиты. В ее разрезе в обн. 7 по правому берегу Иртыша у пос. Семейка различаются нижние слои («к») и верхние («и»). Как уже указывалось, по своему вещественному составу слои «к» более тяготеют к образованиям третичного возраста, куда мы их и относим вслед за С. А. Архиповым, Г. И. Худяковым (1961), В. Е. Останиным (1960). Слои «и» описываются в составе семейкинской свиты. Отложения семейкинской свиты встречаются лишь в основании обнажений у пос. Семейка и Чембакчино и приурочены к эрозионным врезам, а в направлении на юг вверх по течению реки выклиниваются. В связи с этим имеющиеся материалы по литологии этих образований крайне ограничены. В рассматриваемых разрезах (обн. 7 и 10) породы представлены голубовато-серыми неслоистыми алевритами и глинами, содержащими в своей кровле гуму-

сированные прослои, растительный войлок и намывной торф (Волкова, 1966).

Гранулометрический состав значительно отличается от такового подстилающих глин туртасской свиты тем, что структура пород здесь более грубая и меняется от пелитовых алевритов до алевритовых пелитов. При этом в первых в значительном количестве (15—17% от веса породы) наблюдаются грубоалевритовые зерна. Фиксируется также увеличение максимального и медианного диаметра зерен и ухудшение степени их сортировки снизу вверх по разрезу (табл. 19).

Минеральный состав песчано-алевритовой части. Наряду с погрублением зерен и ухудшением их сортировки в отложениях семейкинской свиты по сравнению с подстилающими их породами третичного возраста наблюдается заметное увеличение содержания неустойчивых к химическому выветриванию минералов — роговой обманки (15—20%) и пироксенов; зерна их свежие. Однако содержание прочих компонентов тяжелой фракции изменилось мало. В нижней части толщи отмечается заметное количество полуразрушенных минералов, по-видимому, переотложенных из подстилающих толщ. Встречается небольшое количество переотложенных зерен сидерита (табл. 20). Значения градиентов устойчивости минеральных комплексов—коэффициентов РУ и КН значительно изменились против наблюдаемых в подстилающих слоях (Pg_3^3 trt) и отличаются от них резким снижением значений КР (0,41) и заметным повышением КН (0,99).

Таблица 21

Химический состав образцов из озерных отложений семейкинской свиты, вес. %

Компоненты		I тип разреза (обн. 7 у пос. Семейка, инт. 23,8—21,8 м)
$Fe_{вал}$		2,85—5,25 / 4.05
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	0,0—2,85 / 1,37
	Fe''_{HCl}	8,2—19,3 / 13,75
	Fe'''_{HCl}	4,95—14,7 / 9,32
	$Fe_{ост}$	63,2—86,8 / 75,0
$S_{общ}$		0,026—0,13 / 0,78
$S_{сульфат}$		0,06—0,04 / 0,05
$C_{орг.\ ост}$		0,39—0,47 / 0,43
$C_{орг.}$ „сгорев"		0,095—0,196 / 0,145
$C_{орг.}$ исх		0,485—0,0662 / 0,572
CO_2		0,11—0.25 / 0,28
$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$		0,83
Средний диаметр зерен (Md) мм		0,007—0,0019 / 0,013
Количество образцов		2

Для северного участка профиля Тобольск—Сургут данных о составе нижнечетвертичных отложений пока нет. Для нижнечетвертичных отложений бассейна Югана В. Г. Васильев (1939) отмечает повышенное по сравнению с подстилающими породами содержание полевых шпатов, присутствие таких неустойчивых минералов, как апатит и биотит, и одновременно обеднение минерального комплекса черными рудными минералами и кварцем. Кроме этого, он отмечает увеличение крупности зерен в раннечетвертичных отложениях в отличие от нижележащих. Это позволило ему сделать вывод об увеличении интенсивности эрозионных процессов в начале четвертичного времени, с чем нельзя не согласиться.

Сведений по составу комплекса глинистых минералов из озерных отложений нижнечетвертичного возраста мы, к сожалению, не имеем.

Аутигенные минералы. Данных по характеру аутигенных минералов в семейкинской свите мы почти не имеем. По иммерсионным анализам можно отметить незначительное содержание лимонита (≈1%) и сидерита (десятые доли процента). Пирита не встречено. Однако сульфидное железо в отложениях присутствует. Соотношения закисных и окисных форм железа примерно идентичны с таковым из образцов кочковской свиты (табл. 21). Процессы диагенеза, если судить

по имеющимся данным, были несколько замедлены ($Fe_{•бл}$=75 % от валового). Бассейн был солоноватоводным ($Fe_{пир} : C_{орг}$=0,83).

Аллювиальные, дельтовые и прибрежно-озерные отложения тобольской свиты. Отложения тобольской свиты представлены толщей песков и алевритов с прослоями иловатых глин в верхней части и линзами намывной древесины. Залегают с размывом на суглинках демьянского горизонта или третичных образованиях и переходят вверх по разрезу в толщу песчаных глин самаровского горизонта. Мощность до 70 м. В пределах Тобольского «материка» выделена С. Б. Шацким (1956) как тобольская свита («диагональные пески» В. Н. Сукачева, 1933, «скородумовская свита» В. А. Николаева, 1963; «чембакчинские слои» В. С. Волковой, 1966). Отложения отнесены к аллювиальным фациям. По данным Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского (1961), в Прииртышье свита имеет закономерное строение. В основании наблюдается базальный горизонт гравия и гальки, выше лежит основная пачка песков с диагональной слоистостью, с большим количеством растительных остатков и прослоями фитодетрита. Вверх по разрезу слои переходят в мелкозернистые пылеватые пески с прослоями иловатых глин. Общая мощность 12—30 м. В кровле толщи нередко наблюдается горизонт погребенной почвы. Аналогичное строение свиты для центральной зоны низменности описывают С. А. Архипов и Г. И. Худяков (1962) и другие авторы. Отложения широко распространены в бассейне Иртыша. Они вскрываются в обнажениях правого берега Иртыша между Горной Субботой и Усть-Ишимом, по правым притокам Иртыша — Демьянке, Туртасу, Бпче и левым—Вагаю, Ишиму, Тоболу.

Фациальные условия формирования свиты менялись по площади, что связывается с проявлением эпейрогенических движений различного знака. В областях распространения преобладающих положительных движений свита представлена толщей косослоистых песков. По мере продвижения на север в центральную часть равнины, испытавшую в антропогене преобладающие движения отрицательного знака, в механическом составе отложений происходит увеличение процентного содержания алевритовых и глинистых фракций, а в разрезе появляются линзовидные горизонты сизых суглинков и глин (Николаев, Шумилова, 1962).

В толще «диагональных песков» Тобольского материка С. А. Архипов (1964) выделяет осадки стрежневые и прирусловых отмелей или валов, относя их к группе русловых фаций. Последние связаны постепенными переходами с пачками глинистых торфянистых пород старичной фации, перекрытых в свою очередь горизонтально-слоистыми осадками пойменного типа. К кровле приурочен погребенный почвенный горизонт, прослеживающийся регионально.

Таким образом, С. А. Архипов вслед за В. Д. Тарноградским (1961) устанавливает закономерное строение аллювиальных отложений свиты согласно схеме, разработанной Е. В. Шанцером (1951). Вещественный состав аллювиальных тобольских песков описан Е. В. Шумиловой (Николаев, Шумилова, 1962).

Наряду с аллювиальными прибрежно-озерными отложениями в тобольском горизонте выделяются дельтовые фации. Песчано-глинистые алевриты и тонкозернистые пески тобольского горизонта в разрезах I типа (обн. у пос. Семейка и Чембакчино, скв. 399, 470 на Обь-Иртышском междуречье) имеют серый и голубовато-серый цвет, волнисто-горизонтальную слоистость и содержат в своей кровле тонкие прослои глин и линзочек торфа. Эти особенности отложений позволили В. С. Волковой (1966) выделить их под названием чембакчинской свиты и отнести ее генезис к озерно-дельтовому. По простиранию в южном направлении отложения тобольской свиты переходят в крупнозернистые алевриты и тонкие пески, широко распространенные в разрезах II типа. Для отложений характерны светлые — желтовато- и серовато-белые — тона ок-

раски и крупная косая слоистость. Вверх по разрезу более грубозернистые отложения сменяются постепенно тонкими песками и алевритами (мощность толщи в сумме равна 10—30 м). В подошве прослеживается базальный горизонт галечника. В составе галек кварциты, перидотиты, эпидот-хлоритовые сланцы.

В. С. Волкова (1966, стр. 61), описавшая эти отложения, считает, что, несмотря на некоторые различия в строении тобольской свиты, для нее характерно постоянство литологического состава и текстурных особенностей как на меридиональном, так и на широтном отрезке Иртыша. Между тем Д. В. Наливкин (1956) в числе атрибутов аллювиальных отложений отмечает быструю и значительную их изменчивость как по простиранию, так и по мощности.

Вслед за С. Б. Шацким (1955, 1956) и В. А. Николаевым (1963) В. С. Волкова (1965) считает, что эти отложения встречаются только в приречных участках и выклиниваются в сторону междуречий. Однако по последним данным, тобольские пески вскрыты скважинами, пробуренными при изысканиях, для строительства железной дороги Тобольск—Сургут на водораздельных пространствах Тобольского «материка». В основании четвертичных отложений на междуречьях Б. Салым — М. Балык, Б. Ингапр—Туртас скважинами вскрыта довольно мощная (более 25 м) толща алевритов и тонкозернистых, преимущественно кварцевых, песков, обогащенных растительными остатками. В южных районах Тобольского материка пески венчаются маломощным (1—2 м) прослоем, состоящим из переслаивания суглинков и пловатых песков, обогащенных гумусом. Основание песчаной толщи неровное, местами пески выполняют эрозионные врезы, иногда залегают на значительно приподнятой поверхности третичных пород с размывом. В береговых обнажениях Б. Салыма и Б. Ингапра пески в нижней части имеют крупную косую слоистость (Волкова, Волков, 1967).

Не отрицая значительной роли аллювиальных фаций в строении толщи тобольских песков, нельзя не обратить внимания на особенности их минерального состава. Отложениям свиты южных районов «материка» (Тобольская группа поднятий) присуща высокая степень сортировки зерен, хорошая их окатанность, олигомиктово-кварцевый петрографический состав, а также высокое содержание титанистых минералов. В направлении на север сортировка зерен ухудшается, повышается количество неустойчивых минералов и неокатанных зерен. Указанные особенности состава отложений находятся в противоречии с литологическими признаками аллювия и более характерны для береговых отложений. Учитывая значительную мощность песков и алевритов тобольской свиты, по-видимому, следует считать, что в ее формировании принимали участие кроме аллювиальных фаций береговые отложения крупного озерного бассейна четвертичного времени — «озера-моря» (Волков, Волкова, 1964). Тобольские пески вместе с нерасчлененными отложениями бахтинского надгоризонта, объединяющего отложения самаровского, мессовско-ширтинского и тазовско-санчуговского горизонтов, окаймляют широкой полосой денудационную третичную равнину. Полоса кварцевых песков прослежена В. В. Добровольским (1966) на широте г. Ишима в пределах Ишим-Иртышского междуречья. В. А. Николаев и Е. В. Шумилова (1962) хорошую сортировку и окатанность зерен тобольских песков считают результатом деятельности ветра при их перевевании.

Таким образом, в сложении тобольских песков, по-видимому, принимают участие аллювиальные, дельтовые и прибрежные, а также эоловые фации.

Гранулометрический состав. Гранулометрические анализы образцов из дельтовых отложений (табл. 22) показали преимущественно алевритовый состав осадков с примесью глинистых частиц (25%); песчаные зерна играют незначительную роль и имеют максимальный

Таблица 22

Гранулометрический состав образцов, из дельтовых и прибрежно-озерных алевритов тобольской свиты, вес. %

Конечные диаметры зерен во фракциях, мм	Тип разреза	
	I (обн. 7 пр. берег Иртыша у пос. Семейка)	II (скв. 18, инт. 17,0—22,0 м пос. Смыково)
>1,0	—	—
0,5	—	—
0,25	0,07	0,1—0,8 / 0,3
0,1	5,07	1,6—7,6 / 4,95
0,05	35,4	53,6—80,1 / 69,5
0,01	34,73	3,7—20,1 / 9,9
<0,01	24,73	10,6—24,7 / 17,9
C	0,21	1,12—0,25 / 0,17
Md	0,034	0,06—0,07 / 0,065
S_0	2,58	1,2—2,7 / 1,93
Количество образцов	1	4

Таблица 23

Гранулометрический состав образцов тобольских прибрежно-озерных песков, вес. %

Конечные диаметры зерен во фракциях, мм	II тип разреза (южная часть профиля Тобольск-Сургут, скв. 620 инт. 14,0—21,2 м и скв. 621 гл.27,0 м)
>1,6	—
1,0	0,1—0,24 / 0,15
0,63	0,03—0,1 / 0,06
0,40	0,1—0,42 / 0,17
0,315	0,15—0,42 / 0,18
0,20	0,73—6,8 / 4,3
0,19	13,0—26,3 / 19,7
< 0,1	37,0—51,0 / 22,6
0,063	13,4—25,0 / 18,9
0,05	1,9—2,5 / 14,8
0,01	0,52—8,86 / 3,96
<0,01	5,0—10,0 / 7,7
Гранулометрические коэффициенты:	
C	0,19—0,35 / 0,27
Md	0,12—0,15 / 0,13
S_0	1,28—1,46 / 1,25
Количество образцов	4

диаметр 0,21 мм; Md=0,034 мм, сортировка зерен близка к хорошей (S_0= 2,58).

В разрезах II типа южнее р. Демьянки отложения тобольского горизонта представлены преимущественно прибрежными фациями. По имеющимся данным, породы сложены здесь тонкими псаммитами или грубозернистыми алевритами. Так, на междуречье Иртыш—Туртас скв. 621 и 620 вскрыли разрез тобольского горизонта мощностью около 7—10 м. В гранулометрическом спектре пород из этой толщи преобладают тонкопесчаная и грубоалевритовая фракции 0,05—0,2 мм в диаметре (60%); отложения хорошо промыты, глинистых частиц в них обычно меньше 10%. Максимальный диаметр зерен невелик (0,27 мм), медианный — весьма постоянен (0,12—0,15 мм), степень сортировки осадков отличная (S_0=1,25). Скважиной 18 на Ишим-Иртышском междуречье вскрыты тобольские слои, представленные хорошо отсортированными алевритами (табл. 23).

В специальной работе, посвященной четвертичным пра-рекам Западной Сибири, Е. В. Шумилова (Шумилова, Николаев, 1962, стр. 27) приводит диаграммы состава тобольских песков из разрезов правобережья Иртыша (деревни Моховая, Денщиковская, села Горная Суббота, Ново-Николаевское), из которых видны замечательное постоянство их гранулометрического спектра, тонкозернистость и отличная сортировка. Фракция 0,25—0,05 мм составляет в этих отложениях более 90%. К сожалению

в работе использованы весьма приближенные данные механического состава породы (объединены крупноалевритовая и мелкопесчаная фракции), что не позволяет судить о роли песчаных частиц в структуре пород. По данным Ф. С. Бузулуцкова (Бузулуцков, Волкова, 1964), в разрезах II типа (обн. у пос. Казаковка по правому берегу Иртыша) фракция 0,1—0,25 мм слагает 70—90% породы.

Следует подчеркнуть, что песчано-алевритовый материал отложений тобольского горизонта представлен преимущественно тонкозернистыми песками или крупнозернистыми алевритами, а пески более грубые, даже мелкозернистые, для них не характерны. Представление о сугубо песчаном составе отложений, что отразилось и в их названии («диагональные пески», «тобольские пески»), является глубоко ошибочным, что уже имело свои последствия, когда при изысканиях под строительство железной дороги Тобольск—Сургут, строители встретились с трудностями в этом вопросе — отсутствием песков в районе.

Минеральный состав песчано-алевритовой части имеет свои особенности в разрезах I и II типа. В легкой фракции пород из дельтовых отложений образцов из разрезов I типа (обн. у пос. Семейка) наряду с кварцем (50—60%) существенное значение имеют калиевые полевые шпаты (30—40%), в заметном количестве встречаются плагиоклазы, слюды, переотложенный глауконит и др. Для тяжелой подфракции пород на описываемом участке характерно повышенное содержание роговой обманки (18,5%) и заметные количества пироксенов (3,7%) при пониженной роли ильменита (14,0%). Соотношения прочих минералов (эпидот, циркон, лейкоксен, турмалин) мало отличаются от таковых ниже- и вышележащих слоев (табл. 24).

В разрезах II типа (скв. 620, 621, 18) пески по петрографическому составу относятся к олигомиктовым кварцевым. Среди основных породообразующих минералов легкой фракции преобладает кварц (75—90%), плагиоклазов и калиевых полевых шпатов мало (по 7—9% каждого). Постоянно присутствуют обломки органогенного опала и переотложенные зерна глауконита. Среди тяжелых минералов много ильменита (20—40% от веса тяжелых подфракций), циркона (6—7%) и турмалина (2,5%), а содержание неустойчивых к химическому выветриванию минералов незначительно (роговая обманка составляет 6,3%, пироксены практически отсутствуют).

Минеральные зерна в тобольских слоях хорошо окатаны. Хорошую окатанность зерен, а также их седиментационную минеральную зрелость в разрезах правобережья Иртыша в юго-западной части Тобольского «материка» отмечали и другие исследователи (Шумилова, Николаев, 1962; Бузулуцков, Волкова, 1964).

Минеральный состав глин. Представляет большой интерес состав фракции $<0{,}001$ мм отложений тобольского горизонта из обнажения правого берега Иртыша у пос. Колтырма (обн. 29, ЛС-1). Толща представлена тонкозернистыми песками с перемежающейся косой и параллельной слоистостью, подчеркнутой прослойками тонкого алевритового материала красно- и малиново-бурого цвета, благодаря тому, что зерна в этих прослоях одеты в тонкую рубашку из окислов железа. Дифрактограмма ориентированного природного образца глин из толщи (табл. 25), наряду с линиями гидрослюды и каолинита, показали рефлексы 2,699 Å, 2,518 Å, 1,692 Å, которые после нагревания образца до 550° стали более четкими, что свидетельствует о присутствии в породе гематита.

Подобные явления в литературе известны (Foote, 1883, Walther, 1893) для прибрежных дюн Индии (пески teri). Хотя описанные нами свойства алевритовых прослоев выражены гораздо слабее по сравнению с теми, которые характерны для песков teri, однако суть этого явления однозначна и заключается в высоком содержании в прослоях алевритов окислов

Таблица 24

Минеральный состав тяжелой фракции образцов из озерных, дельтовых и береговых отложений тобольской свиты, %

Минералы	Тип разреза		
	I (обн. 7)	II (скв. 620—621)	II (скв. 18)
Гранат	2,6	2,2—5,1 / 3,2	0,5—1,9 / 1,3
Циркон	7,0	4,8—7,5 / 6,5	6,3—8,6 / 7,3
Рутил	0,5	0,4—1,2 / 0,7	0,0—0,6 / 0,3
Анатаз	4,2	0,0—4,3 / 1,9	1,5—5,0 / 2,7
Сфен	—	0,0—0,7 / 0,4	0,0—0,5 / 0,2
Обыкновенная роговая обманка	18,5	6,7—7,3 / 7,1	2,5—10,0 / 5,5
Пироксены	3,7	0,0—0,5 / 0,1	0,0—0,2 / 0,05
Группа эпидота	42,5	29,5—37,8 / 33,3	48,0—60,0 / 54,9
Турмалин	3,0	1,0—2,4 / 2,5	2,1—3,3 / 2,5
Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит	0,4	0,7—1,9 / 1,3	1,1—1,5 / 1,2
Апатит	+	0,0—1,0 / 0,4	0,0—0,2 / 0,05
Ильменит	14,0	34,6—40,0 / 36,7	11,7—25,0 / 19,2
Лейкоксен	3,0	2,5—5,4 / 3,6	0,8—4,8 / 2,3
Сидерит (переотложенный)	—	0,0—6,2 / 1,8	—
Прочие	0,6	0,3—1,1 / 0,52	0,4—4,3 / 2,5
Выход тяжелой фракции	1,06	0,8—2,0 / 1,6	1,2—2,0 / 1,7
КР	0,45	1,25	1,77
КН	1,6	0,19	0,29
Количество образцов	1	4	4

железа. В. Д. Наливкин (1956) считает, что подобные пески представляют собой древние береговые дюны, материал которых выдут с пляжа, и только при вторичном передувании процессы окисления придали красный оттенок перевеянному глинисто-железистому материалу, обволакивающему в виде тонкой пленки кварцевые зерна.

В химическом составе пород (табл. 26) обращает на себя внимание пониженное по сравнению с рассмотренными выше отложениями подстилающих толщ содержание валового железа (0,73—2,63%). В балансе железа 50—80% составляет обломочное и нерастворившееся окисное. Роль окисного реакционноспособного железа в породах свиты повышается с севера на юг, а $C_{орг.}$ в этом же направлении значительно падает. Содержание CO_2 в тобольских песчано-алевритовых породах всегда несколько выше, чем в подстилающей и вышележащей озерных толщах.

Н. М. Страхов (1962) считает пониженное содержание валового железа и повышенное содержание карбонатов характерным для прибреж-

Таблица 25

Дифрактограмма природного ориентированного образца из отложений береговых песков тобольской свиты

I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
3,2	10,11	1,5	2,386
2,3	7,204	0,9	2,201
3,8	4,477	0,9	2,122
2,0	4,270	1,8	1,995
1,8	4,003	1,0	1,839
1,8	3,556	1,0	1,814
10,0	3,337	1,5	1,692
1,0	2,699	1,2	1,665
2,4	2,576	1,2	1,540
2,4	2,518	1,8	1,500
		1,2	1,485

ных фаций, а также для аллювия. Однако данные нейтронно-активационного анализа указывают на высокую седиментационную зрелость песков ($SiO_2 = 0{,}70 - 90\%$, по 12 образцам), что более свойственно прибрежным и береговым пескам. Содержание кремнезема, так же как и степень окатанности зерен, увеличивается с севера на юг, т. е. в направлении, обратном речному стоку.

Описанные выше озерные и прибрежные отложения демьянского и тобольского горизонтов условно отнесены к 1 и 2 ритмам осадконакопления. Следует, однако, признать, что данные по их строению и составу на междуречных пространствах крайне недостаточны.

В лежащем выше комплексе четвертичных образований по литологическим признакам четко выделяются три толщи отложений, соответствующие трем ритмам осадконакопления: нижняя, включающая самаровский горизонт с мессовско-ширтинскими слоями в кровле (1 ритм); средняя, формировавшаяся в тазовское и казанцевское время (2 ритм); и верхняя, образование которой должно соответствовать, судя по поло-

Таблица 26

Химический состав образцов дельтовых и прибрежных отложений тобольской свиты, вес. %

Компонент		Тип разреза	
		I (обн. 7 у пос. Семейка)	II (скв. 18)
$Fe_{вал}$		1,88—2,63 / 2,25	0,73—1,46 / 1,09
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	1,39—2,98 / 2,18	0,0—12,6 / 6,3
	Fe''_{HCl}	17,1—18,1 / 17,6	10,96—26,5 / 18,23
	Fe'''_{HCl}	0,0—21,3 / 10,6	14,14—42,44 / 28,29
	$Fe_{ост}$	56,4—80,0 / 68,2	46,6—50,8 / 48,7
$S_{общ}$		0,09—0,12 / 0,10	0,0—0,12 / 0,06
$S_{сульфат}$		0,03—0,06 / 0,045	0,0—0,03 / 0,015
$C_{орг.\ ост}$		0,94—0,90 / 0,92	0,14—0,34 / 0,22
$C_{орг.\ сгорев}$		0,169—0,170 / 0,169	0,02—0,2 / 0,11
$C_{орг.\ исх}$		1,11—1,13 / 1,12	0,2—0,51 / 0,37
CO_2		0,33—0,38	Нет данных
$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$		0,05	0,31
Средний размер зерен, мм		0,034—0,04 / 0,037	0,06—0,07 / 0,065
Количество анализов		2	2

жению в разрезе, зыряновскому и каргинскому времени (3 ритм). Мощность каждой толщи от 3 до 30м. В основании каждой из выделяемых литологических толщ прослеживается пачка пород относительно грубого и полимиктового состава, которая вверх по разрезу постепенно переходит в более тонкозернистые породы верхней пачки с пониженным содержанием неустойчивых к химическому выветриванию минералов. Переход между пачками внутри толщ носит постепенный характер. Литологические границы между толщами резкие. Наиболее ярко эти особенности строения четвертичных отложений проявляются в разрезах I типа на северных участках междуречья, тяготеющих к Ханты-Мансийской зоне прогиба, и менее ясно — в разрезах II типа на южных участках, расположенных в зоне тектонических поднятий.

Озерные и субаэральные образования самаровского и мессовско-ширтинского горизонтов. В пределах района исследований с севера и до широты пос. Надцы, а иногда несколько южнее, самаровские отложения имеют широкое распространение. Отнесены к осадкам крупного бассейна — «приледникового озера-моря» (Волкова, Волков, 1964).

В береговых обнажениях Иртыша и его притоков в северной части указанной площади к ним относят ленточно-слоистые серые и буровато-серые суглинки, которые вверх по разрезу переходят в темно-серые глины, песчанистые, неясно-ритмично-слоистые с мелкими галечками кристаллических пород. Подошва толщи резкая, породы ожелезнены. Мощность отложений здесь максимальна (до 20 м). К югу облик пород меняется: они здесь более опесчанены и содержат в кровле гумусированный почвенный горизонт, который не встречается при визуальных наблюдениях в разрезах первого типа. Аналогичное строение самаровские отложения имеют и на водоразделах Оби и Иртыша. Здесь также наблюдается два типа разрезов свиты. I тип разрезов расположен на междуречье Б. Салыма и Б. Балыка, II — к югу от долины р. Демьянки.

На междуречье Б. Салым—Б. Балык нижняя толща осадков, залегающая выше песков, представлена голубовато-серыми ленточными глинами и вышележащими светло-серыми тонкогоризонтально-слоистыми супесями общей мощностью до 25 м. В ряде скважин (469, 470 и др.) под ленточными глинами вскрыты несортированные суглинки и супеси с включением мелкой гальки. Типичным примером разрезов первого типа является разрез скв. 469, пробуренной на водоразделе рек Б. Салым—М. Балык (абсолютная отметка устья 75 м). Сверху вниз здесь залегают (В. В. Волкова и др., 1970):

Q_3zr+Q_4 0,0—0,5 м	Современная почва.
Q_3zr+Q_4 0,3—10,0 м	Алевриты глинистые тонкозернистые желтовато-серые с примесью песчано-гравийного материала. Вверх по разрезу переходят в алевритовые глины палево- и серовато-желтые, пористые, с пятнами гидроокислов железа, с корнями растений.
Q_2tz+Q_3kz 10,0—17,5 м	Алевриты слабо глинистые в низах толщи, серые слюдистые с окатышами глин. Вверх по разрезу они переходят в алевриты сильно глинистые, мажущиеся белым, светло-серые, пятнами обохренные, пористые.
Q_2sm+Q_2m 17,5—26,0 м	В основании толщи — алевриты разнозернистые глинистые, серые, плотные с гальками кристаллических пород. Вверх по разрезу переходят в глины алевритистые и алевритовые, серые и буровато-серые со слоистостью, подобной ленточной, слюдистые, плотные. В верхней части толщи глины мажутся белым. По плоскостям наслоения — налеты гидроокислов железа.

По своему литологическому облику, а также по обилию пироксенов отложения самаровского горизонта скв. 469 хорошо сопоставляются с разрезом самаровских слоев у пос. Семейка, описанного В. С. Волковой (1966), в которых нами также обнаружено большое количество моноклинных пироксенов.

В зоне поднятий, к югу от р. Демьянки, осадки озерной толщи замещаются синхронными по времени образования озерными прибрежными отложениями, чаще неслоистыми суглинками, обогащенными, особенно в верхней части, вивианитом и углистой органикой, придающей им пестроцветный, темный и зеленовато-серый оттенок. Венчаются эти осадки погребенной почвой, которая фиксируется в разрезах скважин неповсеместно, и тогда переход в вышележащие отложения прослеживается по смене литологического состава отложений или граница между толщами проводится условно.

Разрезы II типа отложений самаровской свиты вскрыты скважинами 33, 653, 621, 532 и др. на междуречьях Туртаса и Ингапра, Ингапра и Иртыша (см. рис. 1).

Типичным примером разрезов средне-верхнечетвертичных отложений II типа является разрез скв. 621, которая расположена на междуречье Ингапра и Туртаса (абс. отм. 92,8 м). Сверху вниз здесь вскрыты следующие слои (Волкова и др., 1970).

Q_3zr+Q_4	0,0—0,5 м	Современный почвенный горизонт.
Q_3zr+Q_4	0,5—3,0 м	Алеврит глинистый, в верхней части слоя переходит в алевритовую глину; цвет серый до серовато-бурого с ржавыми пятнами гидроокислов железа; в верхней части порода белесая, лессовидная, пористая, с корнями растений.
Q_2t+Q_2kz	3,0—10,0 м	Алеврит глинистый, в верхней части слоя глина алевритовая; цвет зеленовато-серый до палевого, местами оранжевый от гидроокислов железа; участками наблюдается неясно выраженная горизонтальная слоистость.
Q_2sm+Q_2m	10,8—18,0 м	Алеврит глинистый плотный, голубовато-серый, прослоями, в верхней части горизонта переходит в глину темно-серую до зеленовато-серой. Слоистость тонкая, горизонтальная, типа ленточной. В кровле погребенная почва черного цвета, комковатой структуры (10,0—10,5 м).
Q_2t	18,0—23,0 м	Песок серый до голубовато-серого, глинистый, тонкозернистый. Вверх по разрезу переходит в алеврит глинистый с прослоями глины; слоистость неясногоризонтальная, подчеркнутая гумусовыми примазками. В кровле погребенная почва (18,0—19,0 м)
Q_2t	23,0—27,0 м	Песок серый, кварцевый, мелкозернистый; в верхней части слоя переходит в суглинок темно-серый, насыщенный органическими остатками.

В отложениях самаровского горизонта этих районов присутствует органогенный опал (Бузулуцков, Волкова, 1964).

В разрезах II типа следует отметить резкое уменьшение по сравнению с разрезами I типа содержания неустойчивых минералов. Однако по сравнению с выше- и нижележащими слоями, в самаровских отложениях их содержание максимально и во II типе разрезов.

Мощность отложений максимальна в северных районах междуречья (до 20 м); в направлении на юг уменьшается и составляет в междуречье Туртаса и Ингапра около 8 м; на широте пос. Надцы (Архипов, 1964) или несколько южнее самаровские бассейновые отложения выклиниваются из разреза.

В. С. Волкова указывает на постепенную смену спорово-пыльцевых комплексов в толще самаровского горизонта. Снизу вверх по разрезу наблюдается уменьшение пыльцы лиственницы и берез. Комплексы редколесной северной тайги постепенно сменяются лесотундровыми, а затем разнотравно-злаковыми ассоциациями. В спорово-пыльцевых спектрах значительную роль играют арктические виды плаунов. В размещении остатков флоры, кроме вертикальной, наблюдается площадная зональность. Спорово-пыльцевые спектры северной части района исследований свидетельствуют о тундровой и лесотундровой растительности, а внеледниковый — лесотундровой и северотаежной.

Отложения мессовско-ширтинского горизонта в бассейне нижнего течения Иртыша впервые описаны С. Б. Шацким (1955); в южных районах (долина р. Тобол) — Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским (1961). К отложениям горизонта ими отнесены песчано-алевритовые и глинистые осадки с прослоями растительной сечки, распространенные лишь в долинах рек. Предполагалось, что на междуречных пространствах в это время формировались лишь почвы, а осадкообразования почти не происходило.

Однако бурение показало, что мессовско-ширтинский горизонт хорошо прослеживается и на междуречных пространствах в разрезах буровых скважин в южной части профиля Тобольск—Сургут (скв. 33, 621, 532). Представлен он субаэральными отложениями с погребенной почвой. Погребенная почва хорошо выражена, имеет почти черный цвет и комковатую структуру; переходит вниз по разрезу в буровато-серые суглинки, в которых прослеживаются цепочки или отдельные мелкие стяжения карбоната кальция. Почва генетически тесно связана с подстилающей толщей самаровских слоев и представляет с ними единый ритм осадконакопления.

В северной части профиля (скв. 490, 470 и др.) почвенный горизонт в разрезах визуально не прослеживается и вышележащая толща (тазовско-санчуговская) лежит непосредственно на трещиноватой поверхности самаровских отложений, в которые входит клиньями по трещинам.

Предполагается, что на водораздельных пространствах за пределами подпрудных бассейнов в самаровское время происходило образование толщи покровных водораздельных лессовых суглинков субаэрального генезиса, лежащих непосредственно на погребенных почвах тобольского горизонта под почвой мессовско-ширтинского.

Спорово-пыльцевой спектр, выделенный из мессовско-ширтинских слоев, указывает на развитие лесной таежной растительности (Волкова, Волков, 1967). В смежном регионе — в среднем Приобье — мессовско-ширтинские отложения, по данным М. П. Гричук, Т. Г. Свиридовой и А. И. Стрижовой, содержат большое количество пыльцы древесных пород, свидетельствующих о достаточно теплых условиях (Мизеров, 1964). Вскрытая мощность отложений горизонта в разрезах I типа 9—10 м. В направлении на юг отложения приобретают все более буроватый оттенок, опесчаниваются и мощность их сокращается до 7—8 м. Примером разрезов II типа могут служить разрезы, вскрытые скв. 532, 621, 33. Основные черты вещественного состава отложений даются ниже.

Комплекс генетических типов пород в толщах настолько тесно связан и взаимно обусловлен, что провести раздельное описание их практически невозможно. Можно лишь отметить, что аквальный генезис осадков более четко выражен в нижних половинах толщ, а субаэральные образования приурочены к верхам, что позволило нам для удобства описания весьма условно выделять в толщах нижние и верхние пачки. Верхняя, субаэральная пачка пород имеет примерно одинаковую с нижней мощность (5—7 м). В ее вещественном составе обычно отражены следы действия делювиально-пролювиальных, эоловых, элювиальных и других субаэральных процессов. Визуально верхние пачки в выделенных толщах отличаются от нижних большей глинистостью, палевым цветом, пористостью, наличием пятен и подтеков гидроокислов железа; венчает их гумусированный горизонт. В направлении на юг в отложениях появляются мелкие стяжения $CaCO_3$.

Гранулометрический состав. В гранулометрическом спектре пород из нижней пачки самаровских и мессовско-ширтинских слоев в разрезах I типа севернее р. Демьянки (обп. 7, 10, скв. 469) (табл. 27) характерно присутствие значительного количества зерен гравийно-песчаного размера (25%) при высокой роли глинистой фракции (41,5%) и алевритовых частиц (36,0%). Встречаются включения крупной гальки

Таблица 27

Гранулометрический состав образцов озерных отложений самаровской и мессовско-ширтинской свит из разрезов I типа, вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях	Нижняя пачка (гл. 25,0—26,0 м)	Верхняя пачка (гл. 19,0—24,9 м)
>1	0,0—2,96 / 0,69	—
0,5	0,28—0,95 / 0,71	—
0,25	6,44—8,42 / 7,1	—
0,1	10,5—18,5 / 16,0	0,17—1,46 / 0,99
0,05	9,8—14,65 / 12,05	0,46—1,0 / 0,66
0,01	9,65—27,68 / 23,8	22,0—35,14 / 28,0
0,01	35,0—51,65 / 41,5	66,7—84.3 / 75,0
0,005	19,28—26,55 / 22,2	28,0—63,4 / 44,1
0,001	11,0—20,0 / 15,4	6,6—34,0 / 24,6
<0,001	3,0—5,1 / 4,0	2,5—5,0 / 4,1
Гранулометрические коэффициенты:		
C	0,48—1,4 / 0,69	0,05—0,063 / 0,056
Md	0,005—0,3 / 0,07	0,005—0,0078 / 0,0064
S_0	1,94—4,3 / 3,56	1,2—3,0 / 2,5
Количество образцов	2	11

и мелких валунов (см. рис. 10), максимальный диаметр зерен мелкоземистой части всегда имеет размер крупно-песчаных частиц (0,63 мм), иногда крупнее; медианный сильно колеблется (0,005—0,3 мм), степень сортировки зерен низкая (S_0=3,5).

В породах верхней пачки содержание глинистых частиц увеличилось почти в 2 раза (75%), песчаные же зерна практически отсутствуют. Максимальный и медианный диаметры зерен по сравнению с нижней пачкой уменьшились на порядок. Увеличение глинистости и уменьшение максимального и медианного диаметров зерен происходят постепенно от подошвы к кровле.

В разрезах II типа, южнее р. Демьянки (скв. 621 и 532) в гранулометрическом составе пород нижней пачки самаровского горизонта гальки кристаллических пород отсутствуют, степень сортировки зерен лучше. В распределении гранулометрических спектров по вертикальному разрезу наблюдаются те же закономерности, что и в разрезах I типа. Нижняя пачка имеет более грубый состав, чем верхняя: в породах верхней пачки больше глинистости и меньше роль грубоалевритовых частиц (табл. 28). Четкая дифференциация отложений по гранулометрическому составу свидетельствует о водном генезисе осадков. Вместе с этим процессы глинизации являются в значительной мере наложенными и относятся ко времени перерыва в осадконакоплении, наступившего после отложения толщи.

Минеральный состав гравийной и песчано-алевритовой части. В отложениях самаровских слоев Сургутского района (бассейн р. Юган) наиболее распространен трапп-оливиновый долерит офитовой структуры, состоящей из плагиоклаза, моноклинного пироксена, авгита, оливина, биотита и магнетита; были также встречены: базальт диабазовой структуры, известняки, доломиты, песчаники, кремнистые сланцы, яшмы и др. (Васильев, 1939).

Мелкоземистая часть пород разрезов I типа имеет характерный состав основной породообразующей части и состоит из плагиоклазов ряда андезин—лабрадор (16,0—21%), калиевых полевых шпатов (14,5—22,0%), кварца (40—45%) и обломков кристаллических, карбонатных и метаморфических пород (5—10%), из которых преобладают траппы. Наблюдается большое количество переотложенного (?) глауконита, спикул губок, обломков диатомей, а также грубый растительный детрит. При-

сутствуют слюды, листочки которых в основании толщи имеют свежий вид, в кровле края их обычно разлохмачены, а цвет становится бурым.

В разрезах II типа минеральный комплекс легкой подфракции отличается увеличением роли кварца (51—65%). Однако плагиоклазы (преобладает ряд олигоклаз—андезин) имеют здесь весьма существенное значение (10—24%), так же как и калиевые полевые шпаты (16—19%). Присутствуют также слюды, обломки кремней, переотложенные обломки конкреций с дендритами окислов марганца, аналогичные тем, что наблюдались в битекейских слоях.

Особый интерес представляет состав тяжелой фракции, имеющей существенные различия в разрезах I и II типа. В. Г. Васильев (1939) полагал, что источником питания для пород Сургутского Приобья являлись не траппы — источник питания для отложений Усть-Енисейского залива, а горная область, существовавшая на севере. Основанием для такого вывода послужило то, что он не встретил в отложениях Сургутского района минералы (пироксены), характерные для пород основной магмы, тогда как в Усть-Енисейском районе для всего четвертичного комплекса высокое содержание пироксенов является обязательным. Отсутствие значительных скоплений пироксенов на широте г. Ханты-Мансийск — с. Демьянское отмечалось и другими исследователями (Бузулуцков, Волкова, 1964). Ю. П. Казанский (1954) и Н. А. Нагинский (1959) зафиксировали высокие содержания пироксенов (до 80% тяжелой подфракции) в северо-восточных участках Обь-Иртышского междуречья. Западная граница распространения моноклинных пироксенов в среднечетвертичных отложениях проводилась по р. Б. Юган (Шумилова, 1963).

Таблица 28

Гранулометрический состав образцов озерных и субаэральных отложений самаровской и мессовско-ширтинской свит из разрезов II типа, вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях, мм	Нижняя пачка (гл. 14,0—17,0 м)	Верхняя пачка (гл. 10,3—13,0 м)
>1,6	—	—
1,0	—	0,0—0,04 / 0,01
0,63	—	0,00—0,06 / 0,02
0,40	0,0—0,2 / 0,15	0,0—0,12 / 0,045
0,315	0,02—0,02 / 0,02	0,02—0,04 / 0,026
0,2	0,02—0,06 / 0,047	0,02—0,08 / 0,045
0,16	0,04—0,06 / 0,05	0,04—0,12 / 0,07
0,10	0,01—0,12 / 1,39	0,08—0,24 / 0,7
0,05	3,18—5,82 / 4,75	0,78—1,76 / 1,29
0,01	43,85—59,78 / 50,07	43,32—47,16 / 46,1
<0,01	33,6—48,0 / 31,9	50,0—53,5 / 52,0
0,005	28,5—38,54 / 34,5	38,7—42,5 / 40,7
0,001	4,0—9.8 / 6,5	7,0—9,5 / 6,1
<0,001	2,1—3,6 / 2,6	2,8—3,6 / 3,06
Гранулометрические коэффициенты		
C	0,07—0,08 / 0,073	0,06—0,08 / 0,07
Md	0,011—0,07 / 0,033	0,009—0,009 / 0,009
S_0	1,27—2,04 / 1,69	1,8—2,00 / 1,87
Количество анализов	3	3

Однако исследования кернового материала скважин на междуречьях Тобольского «материка» показали, что внедрение моноклинных пироксенов происходило с северо-востока в глубь материка до меридионального течения Иртыша. Южная граница их распространения прослежена до широты пос. Семейка — междуречье Б. Салыма—М. Балыка, скв. 469, обн. 7 (табл. 29).

Таблица 29

Минеральный состав тяжелой фракции пород из озерных и субаэральных отложений самаровской и мессовско-ширтинской свит, %

Минералы	Тип разреза			
	I		II	
	нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка
Гранат	0,0—4,3 / 2,4	1,1—2,8 / 1,7	1,6—3,0 / 2,1	1,6—3,5 / 2,3
Циркон	2,5—8,5 / 4,4	3,0—7,4 / 5,2	2,2—4,2 / 3,3	2,8—5,5 / 3,7
Рутил	0,0—0,8 / 0,27	0,0—0,9 / 0,4	+	0,2—1,5 / 0,6
Анатаз	0,0—0,6 / 0,24	0,0—4,4 / 2,2	0,0—1,1 / 0,3	0,2—3,1 / 1,6
Сфен	0,0—0,5 / 0,1	0,0—0,4 / 0,1	0,0—0,2 / 0,1	0,0—1,8 / 0,9
Обыкновенная роговая обманка	7,7—20,2 / 18,1	5,3—19,0 / 13,7	31,0—37,0 / 34,4	3,7—19,0 / 13,9
Пироксены моноклинные	18,7—51,0 / 33,3	7,6—23,0 / 14,9	1,0—3,5 / 2,4	0,2—1,7 / 0,8
Группа эпидота	9,9—30,0 / 21,8	2,20—46,5 / 30,5	35,0—39,8 / 36,0	35,4—43,5 / 39,0
Турмалин	0,2—1,3 / 0,58	0,0—1,2 / 0,02	0,0—0,6 / 0,2	1,4—1,8 / 1,6
Ставролит, андалузит, дистен, сплиманит	0,3—1,5 / 0,8	0,2—0,7 / 0,4	0,2—0,8 / 0,2	0,0—1,0 / 0,64
Апатит	0,0—0,6 / 0,25	0,0—0,4 / 0,1	0,0—0,2 / 0,1	+
Ильменит	6,2—19,4 / 13,9	11,2—35,5 / 18,9	8,4—16,8 / 12,0	16,8—26,6 / 20,4
Лейкоксен	1,0—4,1 / 0,27	1,1—5,5 / 3,8	5,1—9,3 / 7,5	5,3—7,3 / 0,7
Прочие	0,2—9,2 / 3,6	0,5—9,9 / 3,7	2,2—2,8 / 1,0	7,5—15,3 / 13,9
Лимонит	0,0—2,9 / 0,6	0,0—5,0 / 1,4	0,0—4,2 / 0,8	0,0—1,0 / 0,6
Пирит	0,0—1,4 / 0,4	0,4—5,0 / 1,6	0,0—1,4 / 0,4	0,5—17,8 / 5,1
Выход тяжелой фракции	1,34—3,67 / 2,6	0,57—2,0 / 0,88	0,9—1,3 / 0,97	1,1—3,4 / 1,7
КР	0,097	0,18	0,095	0,36
КН	3,68	1,53	3,06	0,72
Количество образцов	7	5	3	3

Вместе с этим минеральные комплексы снизу вверх в разрезах того и другого типа изменяются в одном направлении, хотя в разрезах II типа это выражено хуже. Значения устойчивых минералов возрастают от подошвы к кровле толщи. Однонаправленность изменений минерального состава по вертикальному разрезу как в зоне опускания, так и в зоне поднятий показывает, что они связаны с крупными изменениями условий осадкообразования регионального масштаба. Ими могли являться общее поднятие территории и изменение климата в сторону гумидизации, которые начались со второй половины самаровского времени.

Таблица 30

Дифрактограммы природных ориентированных образцов глин из отложений самаровской и мессовско-ширтинской свит

Разрезы I типа, скв. 469				Разрезы II типа, скв. 621			
гл. 23,2 м		гл. 20,5 м		гл. 19,0 м		гл. 11,0 м	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
8,6	14,04	10,0	13,86	9,0	13,98	8,2	16,39
4,1	10,24	4,2	10,24	3,5	10,12	4,6	10,15
5,0	7,19	3,8	7,17	4,2	7,17	4,6	7,30
5,1	4,49	5,0	4,49	5,2	4,47	1,9	5,01
5,0	4,23	5,5	4,74	3,9	4,25	4,85	5,53
4,0	3,69	3,3	3,34	10,0	3,34	3,3	4,27
4,3	3,54	2,8	2,74	5,0	3,17	4,9	3,57
10,0	3,34					10,0	3,34
5,0	2,58					4,8	3,23
						3,5	3,06

Соотношение базальных рефлексов:

$\frac{14}{10}$ Å	$\frac{20}{10} = 2$	$\frac{49}{30} = 1{,}6$	$\frac{26}{18} = 1{,}45$	$\frac{16}{11} = 1{,}45$
$\frac{7}{10}$ Å	$\frac{10}{10} = 1{,}0$	$\frac{27}{30} = 0{,}9$	$\frac{21}{18} = 1{,}2$	$\frac{10}{11} = 0{,}9$
$\frac{10}{5}$ Å	$\frac{10}{18} = 0{,}56$	$\frac{30}{35} = 0{,}86$	$\frac{18}{28} = 0{,}65$	$\frac{11}{6} = 1{,}83$

Примечание. Съемка и расшифровка производилась Н. Я. Зюзиным и А. П. Рассказовой.

Минеральный состав глин. Фракция $<0{,}001$ мм образцов пород из нижней пачки разрезов I типа в своем составе наряду с гидрослюдой и монтмориллонитом содержит хлорит. Дифрактограммы образцов фракции $<0{,}001$ мм из самаровских отложений и мессовско-ширтинских слоев (скв. 469, см. табл. 26) показывают базальные рефлексы 14 Å, 0, 12, 24; 7,18—7,26 Å; хорошо выражены также рефлексы 4,47—4,49 Å; 3,5 Å; 2,8 Å, характерные для хлорита. Рефлекс 14 Å, как правило, резкий и имеет сильную интенсивность. После нагревания образца до 550° отражение 14 Å на дифрактограммах уменьшается. После насыщения этиленгликолем отражение 14 Å смещается в сторону малых углов, что характерно для монтмориллонита. Съемка после кипячения в 2% HCl в течение 2 часов показывает уменьшение рефлекса 14 Å.

Таким образом, в глинистой фракции наряду с монтмориллонитом присутствует хлорит. Роль гидрослюды, согласно отношениям интенсивности базальных рефлексов $\frac{7}{10}$ Å $\left(\frac{\text{хлорит+каолинит}}{\text{гидрослюда}}\right)$ и — $\frac{14}{10}$ Å $\left(\frac{\text{монтмориллонит+хлорит}}{\text{гидрослюда}}\right)$ увеличивается снизу вверх по разрезу (табл. 30).

Снизу вверх по разрезу толщи увеличивается способность монтмориллонитового минерала к набуханию: если в образцах из нижней пачки после насыщения этиленгликолем рефлекс 14 Å увеличивается до 17,6—18,00 Å, то в погребенном гумусированном горизонте, лежащем в кровле толщи, способность монтмориллонитового минерала к поглощению максимальна. Съемка образца после насыщения показывает увеличение рефлекса до 20 Å, по-видимому, за счет большей выщелоченности монтмориллонитового минерала из верхних слоев по сравнению с нижними.

Глинистая фракция образцов пород из разрезов II типа (скв. 621, гл. II, 0 м) показывает при рентгеноструктурном анализе рефлекс сильной интенсивности 16,39 Å минерала из группы монтмориллонита; при насыщении этиленгликолем рефлекс увеличивается до 17,5 Å, после прогревания до 550° уменьшается до 10,15 Å. Прослеживаются также рефлексы гидрослюды (10,15 Å и 5,00 Å), каолинита и хлорита (7 Å; 4,53 Å; 3,5 Å). После обработки HCl на дифрактограммах рефлекс 14 Å сильно

уменьшается, но не исчезает, что подтверждает примесь хлорита. В кровле разрезов II типа (скв. 621, гл. II, 0 м), так же, как и в разрезах I типа, способность монтмориллонита к набуханию возрастает.

Таким образом, рентгеноструктурный анализ показывает значительные изменения в структуре глинистых минералов в направлении с севера на юг и снизу вверх по разрезу толщи.

Структурные изменения в решетке глинистых минералов особенно четко фиксируются в гидрослюдах. Как показал Браун (1966), в слюдах замещение ионами оксония половины калия, находящегося между слоистыми пакетами, усиливает абсолютную интенсивность отражения (001); отражение (002) усиливается в меньшей степени.

Таким образом, удаление или замещение межпакетного калия ионами оксония с меньшим фактором рассеивания увеличивает отношение интенсивности $\frac{001}{002}$, что указывает на интенсивное проявление выветривания. Поэтому зарубежные и советские исследователи принимают величину отношения интенсивности отражения $\frac{001}{002}$ для определения содержания межпакетного калия в слюдах разных стадий выветривания. Так, по данным американских ученых для образцов из почв штата Индиана это отношение в 1,85 раза выше, чем для образцов из нижележащих слоев. Соотношение интенсивности рефлексов гидрослюды $\frac{10}{5}$ Å $\frac{001}{002}$ в образцах из подошвы рассматриваемой толщи в 1,5—2,0 раза меньше, чем в образцах из кровли (см. табл. 30).

Аутигенные минералы. Данных о новообразованиях из отложений самаровского горизонта разрезов I типа мало. Можно отметить постоянное присутствие пирита (0,4—5,0% от состава тяжелой подфракции), большие скопления которого приурочены к верхней, глинистой пачке (скв. 469). Образует бесформенные стяжения и комочки латунно-желтого цвета. При петрографических исследованиях наблюдаются также землистые агрегаты марказита.

В кровле толщи повышено значение лимонита (3—7%), который образует подтеки и пятна. В верхней пачке пород представляет интерес новообразованный глинистый минерал, прослеживающийся при микроморфологических исследованиях. Имеет цвета интерференции золотисто-желтые, серовато-желтые и образует длинные прерывистые ленточки, подчеркивая тонкую параллельную («ленточную») слоистость пород верхней пачки. Судя по появлению на дифрактограммах рефлексов 19—19,5 Å после насыщения образцов этиленгликолем новообразованный минерал относится к группе монтмориллонита.

В некоторых разрезах II типа (скв. 621) наиболее характерным новообразованием является пирит (от десятых долей процента до 17,8% тяжелой фракции), максимальные значения которого по-прежнему приурочены к отложениям верхней пачки самаровского горизонта. Всегда присутствует лимонит (0,5—4,2%). В иллювиальном горизонте в отличие от разрезов I типа присутствуют мелкие бесформенные стяжения карбоната кальция, наблюдаемые лишь при петрографических исследованиях. В некоторых обнажениях по правому берегу Иртыша (в широтном течении) встречаются цепочки карбонатных конкреций. Наряду с карбонатом кальция встречаются новообразования клиновидных кристаллов гейлюссита, характерного минерала содовых озер (Ng=1,523; Np=1,444; бесцветный; табл. VI—VII). Наиболее благоприятными для формирования и последующего существования содовых вод считаются условия сухого (но не пустынного) климата, соответствующего зоне лесостепи и северной степи (Перельман, 1965).

Выделениям гейлюссита иногда сопутствуют бурые дифракционные кольца, представляющие собой стяжения железа в виде многих, концент-

Таблица 31

Химический состав образцов из озерных и субаэральных отложений самаровской и мессовско-ширтинской свит, вес. %

Компоненты		Тип разреза			
		I		II	
		нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка
$Fe_{вал}$		3,54—4,84 / 4,15	2,97—5,32 / 4,18	2,29—3,47 / 3,15	2,97—3,86 / 3,31
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	0,0—2,21 / 1,43	0,0—17,5 / 2,0	0,0—6,84 / 1,7	—
	Fe''_{HCl}	5,9—47,0 / 21,0	21,4—45,3 / 26,9	16,55—46,3 / 29,2	12,0—27,5 / 20,1
	Fe'''_{HCl}	7,0—37,4 / 18,8	13,5—26,7 / 21,3	18,2—45,5 / 29,6	10,0—26,3 / 21,8
	$Fe_{ост}$	39,4—80,4 / 58,77	37,8—57,2 / 49,8	35,3—52,6 / 48,5	55,0—62,2 / 59,1
$S_{общ}$		0,00—0,00 / 0,06	0,0—0,7 / 0,02	0,0—0,18 / 0,5	—
$S_{сульфат}$		—	—	—	—
$C_{орг.\ ост}$		0,45—0,79 / 0,65	0,53—1,03 / 0,71	0,24—0,98 / 0,47	0,23—0,78 / 0,47
$C_{орг.}$ „сгорев"		0,12—0,48 / 0,29	0,23—0,62 / 0,33	0,11—0,37 / 0,7	0,09—0,23 / 0,15
$C_{орг}$		0,61—1,2 / 0,94	0,89—1,65 / 1,03	0,35—1,35 / 0,7	0,35—0,87 / 0,62
CO_2		0,0—0,29	0,0—0,57	0,43—2,06	0,0—2,50
$\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$		0,09	0,12	0,11	—
Средний размер зерен (Md), мм		0,07	0,0064	0,033	0,009
Количество анализов		5	12	6	4

рически расположенных замкнутых линий (табл. VIII). Диффузионные кольца образуются в горизонтах почв с малым количеством свободных окислов железа (Парфенова, Ярилова, 1962).

Характерно распределение в разрезе и на площади аутигенных форм железа. Процентное содержание сульфидного железа в разрезах I типа (севернее р. Демьянки) отчетливо нарастает от песчаных отложений к глинистым; параллельно наблюдается увеличение значений $C_{орг}$ остаточного. Значения коэффициента $\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$, который в глинистых отложениях является индикатором палеосоленосности бассейна, достигают 0,5 и в среднем равны 0,08 (табл. 31). Подобное распределение форм реакционноспособного железа и $C_{орг}$ Н. М. Страхов (1962) считает характерным для осадков, возникших в солоноватоводных и морских мелководных и ограниченных по размерам палеоводоемах. Значительное содержание в породах $C_{орг.ост}$ (0,5—1,0%) свидетельствует о том, что условия для органической жизни в самом водоеме и на прилегающей суше были довольно благоприятные.

В породе наряду с закисным легкорастворимым железом в значительном количестве (до 20%) присутствует легкоподвижное окисное железо, содержание которого убывает сверху вниз по разрезу толщи. Fe''_{HCl} присутствует только в виде налетов гидроокислов железа на плоскостях наслоения в ленточноподобно-слоистых глинах верхней пачки разреза толщи. Это указывает, что в конце своего существования, бассейн осадконакопления проходил через стадии периодического обмеления, сопровождавшиеся переходом закисных форм железа на поверхности осадка в окисные.

В разрезах II типа (южнее р. Туртас, скв. 532, 33) содержание пиритного железа увеличивается обычно от глин к песчаным отложениям, что указывает на аллохтонный генезис пирита. В разрезах верхней пачки толщи, как правило, присутствуют ортштейны железа. При анализах солянокислых вытяжек окисное железо ортштейнов полностью не растворяется и в балансе форм железа значится вместе с обломочным как остаточное, роль которого здесь всегда повышена по сравнению с нижней пачкой. Присутствие ортштейнов железа в породах считается характерным для озерно-аллювиальных образований (Добровольский, 1966).

В породах верхней, глинистой пачки в разрезах II типа (междуречье Ингаир—Туртас) встречается аутигенный пирит, бесформенные комочки которого составляют иногда до 17% тяжелой фракции (см. табл. 29). Можно предполагать, что берега бессейна были сильно изрезаны и воды его заходили (возможно, по руслам рек) далеко на юг.

В южных районах нашей территории среднечетвертичные отложения четко на горизонты не расчленяются, они выделены в Унифицированной стратиграфической схеме как нерасчлененные осадки бурлинской серии. В юго-восточной части Западно-Сибирской низменности ей соответствуют краснодубровская и федосовская свиты лессовидных толщ, переслаивающихся с погребенными почвами. А. П. Астапов и др. (1964) к отложениям бурлинской серии отнесли осадки, имеющие площадное распространение к югу от широтного течения Иртыша примерно до широты г. Ишима. Отложения окаймляют широкой дугообразной полосой неогеновую третичную равнину. Представлены они монотонной толщей озерных суглинков буровато-серых тонов; в направлении на юг отложения опесчаниваются и в их строении значительное место занимают прибрежные озерные, русловые, пойменные и дельтовые типы фаций, образовавшиеся в условиях долинообразных проточков, уходящих далеко на юг. По данным С. А. Архипова (1964), замещение (выклинивание) отложений самаровского бассейна происходит несколько южнее от широты пос. Надцы на р. Иртыш. В. С. Волкова и И. А. Волков (1964) на Ишим-Иртышском междуречье протягивают границы бассейна примерно до широты г. Ишима.

Следы бассейна с близким к самаровскому геохимическим режимом встречены нами в разрезах III типа на правобережье р. Тобол на широте около 54° (скв. Л-22—23, В-92 и др.) в толще отложений, датированных И. А. Волковым как Q_{I-2} (Волков, Волкова, Задкова, 1969). Нижнесреднечетвертичные отложения в пределах неогеновых равнин встречаются на дне древних ложбин стока и на повышенных участках. Судя по вещественному составу пород (высокая роль пелитовых частиц, кварцевый состав песчано-алевритовой части и т. д.), материалом для их формирования в значительной мере служили подстилающие их породы неогена.

Особый интерес представляет верхняя часть этого комплекса пород. Макроскопически это зеленовато-серые глины и суглинки, вязкие, плотные. Мощность толщи на междуречье невелика — 1—2 м. Поверхность ее обычно разбита трещинами, в которые клиньями заходят вышележащие покровные супеси. Породы кровли на 80% сложены пелитовыми частицами. Среди минералов глин преобладает гидрослюда. При микроморфологических исследованиях обнаруживается значительное отличие пород от ниже- и вышележащих толщ. Среди пелитоморфной массы между

зернами кварца, полевых шпатов, слюды и прочих минералов нередко встречаются ярко-зеленые зернышки ($d \approx 0{,}07$ мм) глауконита, спикулы губок и мельчайшие раковины с радиально-лучистой ребристой структурой стенок ($d \approx 0{,}05$ мм). Иммерсионные анализы показывают, что в некоторых образцах из кровли толщи доминирует аутигенный пирит (до 60% тяжелой подфракции) в виде бесформенных комочков (скв. В-92, гл. 4,0 — 6,0 м от поверхности). Сульфидное железо в балансе железа составляет около 6% от валового и связано с глинами.

В глинистой фракции (Волков, Волкова, Задкова, 1969, стр. 277) образцов из этой части разреза постоянно повышено содержание бора. Известно, что бор может быть использован как индикатор палеосолености бассейна. Р. Игер (Eagar, 1962) и С. Валкер (Walker, 1963) считают границей перехода отложений пресноводных бассейнов к солоноватоводным содержание бора — 62 части на миллион, а солоноватоводных к морским — 109 частей. Таким образом, данные по геохимии говорят о том, что воды Самаровского озера-моря имели соленость от солоноватой до нормальной морской. Нахождение следов бассейна самаровского времени южнее предполагаемой его границы указывает, по-видимому, на имевшее место кратковременное поднятие уровня его вод.

Кровля толщи нередко представлена слабо выраженным гумусированным горизонтом — погребенной почвой степного типа. В ее иллювиальном горизонте наблюдаются скопления карбонатов в виде плохо оформленных стяжений и конкреции, а также — друзочки гипса. Новообразования глинистых минералов представлены здесь, согласно микроморфологическим исследованиям, тонкими колломорфными пленками монтмориллонитового минерала — свидетелями попеременного высыхания и увлажнения породы.

Заканчивая характеристику состава бассейновых и субаэральных отложений ($Q_2sm + Q_2m$), следует отметить, что содержание $C_{орг}$, рассеянного в породах, падает с севера ($\approx 1{,}0\%$) на юг ($\approx 0{,}1$—$0{,}3\%$), а карбонатов в этом же направлении — увеличивается (соответственно от десятых долей процента до 3 — 7%), на что в свое время обратили внимание Р. С. Ильин (1936) и В. Л. Минервин (1959) и отнесли эти различия за счет особенностей климата (увеличение сухости в южном направлении).

Озерно-аллювиальные, дельтовые прибрежные и субаэральные отложения тазовско-санчуговской и казанцевской свит имеют широкое распространение в низовьях Иртыша и его притоков. Состав их довольно постоянен и представлен обычно алевритами песчаными с линзочками тонкоотмученных алевритов. Мощность 3—15 м. Вверх по разрезу отложения переходят в казанцевскую погребенную почву, с которой они связаны единым ритмом осадконакопления. Залегание горизонта в разрезах I типа всегда определенное — на толще самаровских отложений (или на венчающей их мессовско-ширтинской почве).

Отложения вскрыты скважинами 621, 33, 532, 469, 470 и др. и описаны во многих публикациях (С. Б. Шацкий и Земцов, 1959; В. С. Волкова, 1966; Волкова, Воробьев, Задкова, 1970). По данным изучения спорово-пыльцевых спектров, для северной зоны района работ этого времени была характерна тундрово-степная растительность, а для южных — лесотундровая (Волкова, Волков, 1967). Генезис отложений считается дискуссионным.

С. А. Архипов (1964) впервые обратил внимание, что в речных долинах отложения тазовско-санчуговского горизонта Тобольского «материка», генезис которых он относит к аллювиальным, весьма напоминают по своему облику породы тобольского горизонта. Подошвы их несут следы размыва и перекрыты песчаными и алевролитовыми осадками типа русловых, выше которых прослеживается повсеместно пачка слоистых супесей суглинков, по облику напоминающих пойменные. Наблюдения С. А. Архипова косвенно подтверждаются данными других исследовате-

лей. Так, В. С. Волкова (1966) отмечает, что у пос. Казаковка по правому берегу Иртыша отложения тазовско-санчуговского горизонта, выделенные ею в колтырминскую свиту, представлены мелкозернистыми песками с хорошей сортировкой и окатанностью зерен. У пос. Колтырма наблюдается переслаивание супесей (10—20 см) с песками (0,8—1 м). Мощность свиты около 7 м. Выше лежит погребенный почвенный горизонт и толща покровных суглинков. У пос. Семейка в строении разреза свиты участвуют мелкозернистые кварцевые пески с ильменитом, которые вверх по разрезу переходят в супеси и почвы.

По данным бурения, тазовские алевриты и мелкозернистые пески на Обь-Иртышском междуречье имеют площадное распространение. В направлении на северо-восток мелкозернистые пески постепенно замещаются алевритами глинистыми.

Широкое распространение тазовских песчано-алевритовых образований на междуречье и их высокая седиментационная зрелость (хорошая сортировка и окатанность зерен, кварцевый состав и т. д.) дают основание выделять в них наряду с аллювием также прибрежные типы фаций (в основании разреза). Линзовидное переслаивание песчаных отложений с тонкими алевритами, наблюдающееся в верхней пачке толщи, более характерно для дельтовых и пойменных образований.

Суммируя приведенные данные, можно сказать, что в зоне от широты пос. Надцы на Иртыше до широты г. Ишима, а местами несколько южнее, происходило сочленение отложений конечной части самаровского озера-моря с типичными аллювиальными (дельтовыми, русловыми, пойменными и пр.) образованиями суши.

Южнее зоны выклинивания озерных отложений тазовские песчано-алевритовые образования ложатся непосредственно на тобольские пески. В этой зоне, окаймляющей широкой полосой третичную равнину, в конечную стадию существования самаровского бассейна формировались прибрежные и пляжевые (дюнные) пески и алевриты, положившие начало формированию гривного рельефа территории. В тазовское время вслед за отступанием береговой линии бассейна пляжевые и дюнные пески наступали в северном направлении, простираясь непосредственно на кровле отложений мигрировавшего самаровского бассейна. Естественно предполагать, что за ними двигались и аллювиальные образования, которые значительно их переработали и оставили следы древних русел, описанных многими исследователями, а также дельтовые образования.

По своему составу отложения толщи во многом близки к тобольским слоям.

Гранулометрический состав. В разрезах I типа для гранулометрического спектра нижней пачки характерно высокое суммарное содержание алевритовых частиц (не менее 83%) при незначительной роли глинистых (13—16%) и песчаных (3%). Обращают на себя внимание низкие значения Md, не выходящие за пределы алевритовой размерности, и прекрасная сортировка зерен. Породы верхней пачки отличаются увеличением глинистости пород и ухудшением степени сортировки зерен.

Нижняя пачка пород тазовского горизонта в разрезах II типа представлена зеленовато-серыми глинистыми алевритами, которые вверх по разрезу постепенно переходят в желтовато-бурые и палевые пористые алевритовые глины верхней пачки, с почвенным горизонтом в кровле.

Для структуры пород в разрезах II типа характерно преобладание грубоалевритовых (≈25%) и мелко-песчаных (≈35%) частиц, которые в сумме составляют более 50% породы. Медианный диаметр зерен соответствует диаметру тонкопесчаных частиц (табл. 32). В кровле толщи увеличивается содержание глинистых частиц.

Таким образом, для гранулометрического состава отложений тазовского горизонта характерно преобладание тонкозернистых песков и

алевритов среди прочих типов пород, хорошая сортировка зерен и увеличение глинистости снизу вверх по разрезу толщи.

Таблица 32

Гранулометрический состав образцов из прибрежных и пляжевых отложений тазовской свиты, вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях, мм	Тип разреза	
	I	II
>1,0	—	—
0,5	—	—
0,25	0,0—0,08 / 0,02	2,3—4,7 / 3,5
0,1	0,0—0,46 / 0,15	24,0—44,5 / 34,3
0,05	12,7—45,6 / 26,74	10,0—39,9 / 24,9
0,01	40,9—66,5 / 54,0	1,8—21,0 / 11,4
<0,01	13,0—32,8 / 19,08	22,0—30,00 / 26,0
Гранулометрические коэффициенты:		
C	0,095—0,099 / 0,097	0,28—0,4 / 0,34
Md	0,018—0,041 / 0,026	0,08—0,16 / 0,11
S_0	1,67—2,0 / 1,57	1,34—1,84 / 1,6
Количество образцов	6	2

Минеральный состав песчано-алевритовой части. В разрезах I типа среди основных породообразующих минералов кварца по-прежнему меньше 50%, а полевые шпаты в сумме составляют около 40%, из них около 20% падает на долю плагиоклазов (андезин-олигоклаз). Присутствуют также глинисто-слюдистые обломки (5—6%), зерна переотложенного (?) глауконита, обломки органогенного опала. Обращает на себя внимание низкий выход тяжелой подфракции (0,7—0,8 мм). Из комплекса тяжелых минералов почти исчезают пироксены (3—12%), но увеличивается содержание обыкновенной роговой обманки (30—33%), циркона, турмалина, ильменита мало (11—14% в сумме), много (до 8%) разрушенных зерен. В тяжелой подфракции образцов из верхней пачки тазовского горизонта значение неустойчивых минералов, особенно пироксена, еще более снижается.

В разрезах II типа минеральный состав основной породообразующей части олигомиктовый, аркозово-кварцевый. Кварца несколько больше, чем в породах разрезов I типа (50—55%). Полевые шпаты, в том числе и плагиоклазы (альбит-олигоклаз), содержатся в значительном количестве (25—30%).

Таким образом, в составе основной породообразующей части отложений отмечается некоторое увеличение роли кварца в направлении в глубь континента от зоны прогибаний в зону поднятий. Существенно изменился состав плагиоклазов — от основных и средних в разрезах I типа до средних и кислых в разрезах II типа. Аналогичные по своему характеру изменения происходят в составе тяжелой подфракции пород разрезов II типа. Пироксены практически исчезают (2—2,5%), резко снижается количество зеленой роговой обманки (21—23%), увеличивается содержание ильменита (13—15%), появляется много лейкоксена (9%), характерного для мелководных озерных отложений зоны окисления. Вместе с этим наблюдается повышение роли устойчивых минералов в верхней пачке пород тазовского и казанцевского горизонтов (табл. 33).

Значения (КР) имеют тенденцию к возрастанию от подошвы к кровле в разрезах как I, так и II типа. Наиболее характерно изменение по вертикали величины КН, которая по сравнению с КР падает в обратном направлении и имеет минимальные значения в кровле толщи. Сравнивая величины КН для разрезов I и II типа, можно убедиться, что в разрезах I типа (зона опусканий) максимальные значения коэффициента КН в 2—3 раза выше, чем в разрезах II типа (зона поднятий), что свидетельствует о более «устойчивом» комплексе минералов в тазовско-казанцевских отложе-

Таблица 33

Минеральный состав тяжелой фракции образцов из прибрежных и субаэральных отложений тазовской и казанцевской свит, %

Минералы	Тип разреза			
	I		II	
	нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка
Гранат	1,2—1,4 / 1,3	1,3—2,3 / 1,7	1,5—2,3 / 1,9	1,0—3,6 / 2,1
Циркон	3,5—5,9 / 4,5	3,7—6,0 / 5,0	1,9—4,5 / 3,2	3,2—6,2 / 4,2
Рутил	+ / +	0,2—0,6 / 0,4	0,3—0,4 / 0,4	0,4—1,2 / 0,83
Анатаз	0,2—1,7 / 0,9	1,1—1,8 / 1,5	0,6—1,4 / 1,0	1,4—4,5 / 2,5
Сфен	0,0—0,2 / 0,1	0,0—0,4 / 0,1	0,0—0,2 / 0,1	+
Обыкновенная роговая обманка	30,6—33,6 / 32,33	20,0—30,5 / 24,3	21,0—23,4 / 22,2	6,6—10,0 / 8,9
Пироксены моноклинные	3,2—12,5 / 7,6	1,9—3,9 / 3,2	1,7—2,5 / 2,2	0,2—1,8 / 0,3
Группа эпидота	28,2—38,3 / 34,0	34,0—41,5 / 38,3	37,8—42,6 / 40,2	40,0—56,5 / 50,03
Турмалин	0,6—1,8 / 1,1	0,4—1,6 / 1,1	0,8—1,9 / 1,4	0,0—2,7 / 1,2
Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит	0,5—1,1 / 0,7	0,0—0,4 / 0,15	0,4—0,6 / 0,5	0,0—0,8 / 0,4
Апатит	0,0—0,2 / 0,07	0,0—0,2 / 0,05	0,0—0,6 / 0,3	0,0—0,3 / 0,1
Ильменит	5,4—9,6 / 7,2	8,6—16,6 / 12,3	13,5—15,7 / 14,6	15,4—24,4 / 21,2
Лейкоксен	3,0—6,2 / 4,2	1,9—7,0 / 4,8	9,0—9,5 / 9,2	0,0—7,2 / 4,7
Разрушенные зерна	0,0—8,0 / 4,1	0,2—6,0 / 3,9	1,1—1,2 / 1,2	0,4—3,0 / 1,9
Прочие	0,2—3,4 / 1,9	0,1—5,5 / 3,8	0,4—3,0 / 1,7	0,3—1,1 / 0,6
Основные аутигенные минералы:				
лимонит	0,0—2,3 / 1,4	0,0—1,0 / 0,4	0,2—0,8 / 0,5	1,1—3,2 / 2,3
Выход тяжелой фракции	0,07—0,8 / 0,75	0,05—1,3 / 0,63	0,84—1,15 / 1,0	0,96—2,8 / 1,64
КР	0,14	0,22	0,19	0,6
КН	5,6	2,4	1,7	0,43
Количество образцов	3	4	2	3

ниях разрезов зоны поднятий по сравнению с разрезами зоны опусканий.

Минеральный состав глин. В разрезах I типа севернее р. Демьянки образцы из нижней пачки тазовских слоев представляют собой сложную смесь, в которой преобладают хлорит и монтмориллонит. Дифрактограммы образцов глин, снятых в природном состоянии, показывают сильные рефлексы 14 Å; после прогрева до 550° отражение 14 Å сохраняется, но интенсивность его резко уменьшается; после напитыва-

Таблица 34

Дифрактограммы природных ориентированных образцов фракций 0,001 мм из отложений тазовской и казанцевской свит I (скв. 469) и II (скв. 18) типов разреза

Глубина взятия образцов, м												
16,0	13,0		12,0		11,0		15,0		13,0		12,0	
$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
14,16	2,2	9,74	3,3	10,34	8,2	16,39	2,5	14,71	3,0	14,71	7,0	19—13,3
10,74	4,6	7,07	3,5	7,25	4,9	10,15	4,2	13,24	2,0	5,08	5,0	10,55
7,17	5,2	4,46	3,3	5,03	4,6	7,30	3,3	7,26	1,0	4,50	4,0	7,26
4,46	4,7	3,54	6,9	4,50	1,9	5,01	5,8	4,50	4,0	4,30	10,0	4,50
4,25	10,0	3,32	5,0	4,27	4,8	4,53	4,2	4,28	2,0	3,77	3,0	4,26
3,58	4,2	3,17	4,6	3,58	3,3	4,27	3,3	3,60	2,0	3,55	9,0	3,35
3,33	2,9	2,55	10,0	3,35	4,9	3,57	10,0	3,35	1,0	3,35	4,0	3,23
3,80			4,6	3,2	10,0	3,34	4,2	3,24	2,0	3,23	3,0	2,99
2,58			4,9	2,82	4,8	3,23	1,7	2,91	3,0	3,02	5,0	2,59
					3,5	3,06	3,3	2,59	2,0	2,81	4,0	2,41
							1,7	2,0	2,0	2,75	2,0	2,22
							1,7	1,818	7,0	2,58	2,0	2,13
							1,7	1,647	4,0	2,46	3,0	1,987
							1,7	1,542	3,0	2,38	2,0	1,819
							2,5	1,504	2,0	2,13	3,0	1,680
									2,0	2,04	5,0	1,507
									3,0	1,504		
Соотношение базальных рефлексов												
$\frac{14}{10}$ Å			$\frac{13}{10} = 1,2$		$\frac{16}{11} = 1,4$		$\frac{7}{?}$		?		$\frac{7}{8} = 0,9$	
$\frac{7}{10}$ Å	$\frac{16}{7} = 2,1$		$\frac{8}{10} = 0,9$		$\frac{11}{11} = 0,9$		$\frac{5}{?}$		?		$\frac{12}{8} = 1,5$	
$\frac{10}{5}$ Å	$\frac{7}{18} = 0,39$		$\frac{10}{18} = 0,55$		$\frac{11}{18} = 0,65$		?		?		?	
Минеральный состав глин*												
Х + М	ГК		ГК		СМСЛ ГК		МСМСЛ К		СМСЛГ		СМСЛ ГК	

* М — монтмориллонит; Г — гидрослюда; К — каолинит; Х — хлорит; СМСЛ — смешанослойный минерал.

ния этиленгликолем отражение 14 Å смещалось в сторону малых углов. Имеются также рефлексы гидрослюды 9,74—10,74 Å слабой интенсивности (табл. 34). Вверх по разрезу интенсивность пиков монтмориллонита и гидрослюды все более увеличивается. В кровле появляются монтмориллонитовый минерал с дополнительными пакетами воды, имеющий базальный рефлекс 16,39 Å, который после насыщения этиленгликолем увеличивается до 18,4 Å. Хлорит в образцах из кровли толщи не обнаружен — при нагревании до 550° пик 14—16 Å уменьшается до 10 Å.

В разрезах II типа снизу вверх по разрезу наблюдается тот же состав глин. Так, в основании горизонта глины представляют собой сложную смесь из монтмориллонита (рефлекс 14 Å слабой интенсивности), смешанослойного гидрослюдистого минерала (рефлекс 13,24 Å средней интенсивности) и каолинита (несильное отражение 7 Å). После напитывания образца этиленгликолем наблюдается увеличение рефлекса монтмориллo-

нита (до 18,48 Å); после нагревания появляется рефлекс 10,3 Å. Хлорит не обнаружен.

В кровле толщи монтмориллонитовый минерал содержит дополнительные пакеты воды. Его рефлекс равен 19—13,3 Å, интенсивность сильная, увеличилась также интенсивность отражений гидрослюды (001). После насыщения этиленгликолем рефлекс 19—13,3 Å увеличивается до 23,42 Å.

Таким образом, изменения в составе глинистых минералов в разрезах I и II типа от подошвы к кровле имеют одинаковую направленность, которая выражается в повышении интенсивности рефлексов монтмориллонита снизу вверх по разрезу толщи и увеличении содержания воды в межслоевых пакетах. Наиболее сильно эти явления выражены в разрезах II типа.

Аутигенные минералы. Отложения, залегающие между мессовско-ширтинской и казанцевской почвами бедны новообразованиями. Обычно аутигенные минералы прослеживаются лишь при микроморфологических исследованиях.

В тонких шлифах образцов из разрезов I типа наблюдаются редкие, плохо оформленные и слабоуплотненные стяжения гидроокислов железа. В разрезах II типа стяжения более компактны и нередко образуют диффузионные кольца (табл. IX—X), характерные для почв, бедных свободными окислами железа (Парфенова, Ярилова, 1962). Нередки также стяжения карбонатов вокруг пор (табл. XI—XII).

Форма и ориентировка новообразований глинистого вещества наиболее ярко проявлены в кровле толщи. В разрезах I типа в казанцевских слоях, где рентгеноструктурные анализы показали преобладание среди глинистых минералов новообразованного минерала монтмориллонитовой группы, глинистое вещество хорошо раскристаллизовано и образует зеленовато-буроватые псевдомонокристаллы и колломорфные пленки вокруг зерен и пор (табл. XIII). Значительная степень вторичных изменений глинистой массы считается характерной для интенсивного проявления иллювиального процесса (Парфенова, Ярилова, 1962; Ренгартен, 1965а, б). Вниз по разрезу тазовского горизонта глинистое вещество показывает все более слабую раскристаллизацию. При микроморфологических исследованиях наблюдаются лишь тонкие переплетающиеся в виде решеток лейсты («решетчатая» микроструктура), реже плоские или очень тонкие каемки колломорфной глины вокруг зерен (табл. XIV).

Образцы из пород, в которых решетчатая микротекстура наиболее выражена (середина толщи), на дифрактограммах показывают рефлексы гидрослюды или смешанослойного минерала из ее группы. Явление характерно для слабо проявленных иллювиальных процессов (Парфенова, Ярилова, 1962).

В основании толщи глинистый цемент имеет обычно «точечную» поляризацию. Следов изменения глинистого цемента вокруг обломков пород и минеральных зерен не обнаружено (табл. XV). Глины имеют пестрый состав. «Точечная» поляризация характерна для пород, в которых иллювиальный процесс не проявляется или проявлен очень слабо (Ренгартен, 1965 б).

Любопытны зерна глауконита, которые вместе с массой обломков минералов, диатомовых и спикул губок, а также грубым растительным детритом создают сложный тонкозернистый агрегат, представляющий основную породообразующую часть отложений. Зерна глауконита мелки (сотые доли мм), однако лопасти их краев хорошо прослеживаются, что, по-видимому, исключает их аллохтонное происхождение. Р. С. Ильин (1936) считал прослои межморенного глауконитового песка следами трансгрессии моря (прибрежная фация). Однако вопрос требует специ-

Таблица 35

Химический состав образцов из прибрежных и субаэральных отложений тазовской и казанцевской свит, вес. %

Компоненты		Тип разреза			
		I		II	
		нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка
$Fe_{вал}$		2,07—2,80 / 2,61	3,13—4,03 / 3,67	2,66—3,02 / 2,82	3,67—3,75 / 3,71
Баланс форм железа	$Fe_{пир}$	0,0—1,27 / 0,26	0,0—0,66 / 0,39	0,08—1,52 / 0,51	0,0—0,24 / 0,12
	Fe''_{HCl}	33,8—47,4 / 40,05	22,8—34,8 / 29,8	9,4—16,77 / 11,9	7,64—14,5 / 10,8
	Fe'''_{HCl}	8,67—45,0 / 20,29	12,45—31,6 / 21,9	19,67—35,0 / 28,1	33,7—45,8 / 39,4
	$Fe_{ост}$	27,3—49,1 / 39,4	37,6—53,4 / 48,0	55,6—62,1 / 59,6	46,4—52,3 / 49,5
$S_{общ}$		0,0—0,06 / 0,01	0,0—0,03 / 0,02	0,0—0,05 / 0,01	0,0—0,01 / 0,005
$S_{„сульфат“}$		—	—	—	—
$C_{орг.\ ост}$		0,22—0,36 / 0,28	0,40—0,66 / 0,47	0,11—0,32 / 0,22	0,11—0,14 / 0,12
$C_{орг.\ сгорев}$		0,13—0,25 / 0,22	0,18—0,30 / 0,25	0,05—0,14 / 0,08	0,07—0,12 / 0,09
$C_{орг.\ исх}$		0,41—0,6 / 0,49	0,59—0,80 / 0,70	0,17—0,38 / 0,30	0,18—0,26 / 0,22
CO_2		0,0—0,02 / 0,01	0,0—0,05 / 0,01	—	—
$\frac{Fe_{пир.}}{C_{орг.}}$		0,07	0,03	0,014	0,04
Средний размер зерен (Md), мм		0,026		0,1	
Количество образцов		8	4	3	2

ального изучения (методами определения абсолютного возраста глауконитового песка).

Для тазовских песков, как и для тобольских, характерно пониженное содержание валового железа. Значения реакционноспособного закисного железа убывают снизу вверх по разрезу толщи, а также с севера на юг, а значения окисного в этих же направлениях увеличиваются. С севера на юг уменьшается содержание $C_{орг}$ и увеличивается — CO_2 (табл. 35). Указанные изменения в химическом составе пород полностью соответствуют изменениям, прослеживающимся в породах при переходе от обстановок глеевого типа выветривания к карбонатному, описанных А. И. Перельманом (1965).

Озерные и субаэральные отложения зырянского горизонта вместе с современной почвой. На междуречье Оби и Иртыша в зырянское время отлагались палево- и зеленовато-серые слабо карбонатные суглинки озерного и озерно-аллювиального генезиса. Отложения имеют лессовидный облик: пористы, держат вертикальные стенки, пронизаны корнями растений. В их составе обнаружено большое количество остатков диатомей спикул губок. Содержат также растительный детрит. Спорово-пыльцевые спектры указывают на холодный климат времени их образования (Волкова, 1966). Примером разрезов покровных отложений водораздельных пространств являются описанные выше разрезы покрова в скв. 469 и

621. Близкий состав имеют отложения покрова в северо-западной части Ишим-Иртышского междуречья, пример которого — разрез скв. 18. В пределах пластовых третичных равнин на Ишим-Тобольском междуречье И. А. Волковым (1965) выделяются покровные субаэральные образования. Одна из фациальных разновидностей покрова — отложения грив. При этом он предполагает, что гривы были сформированы в результате эоловых процессов в заключительную (сартанскую) стадию зырянского оледенения (примерно 16 000—13 000 лет назад) в условиях сухого климата. Формирование гривного рельефа, по его данным, продолжалось и в более позднее время, в связи с чем возраст грив датируется им как верхнечетвертичный-современный (Q_{3-4}). Поскольку в современный период Q_4 покров безусловно испытывает влияние субаэральных процессов (эоловых, пролювиально-делювиальных, гипергенных и т. д.), последние не могли не отразиться на формировании их морфологии и состава. Следовательно, справедливо относить верхнюю границу образования грив к Q_4. Однако время заложения гривного рельефа мы относим к более раннему периоду, чем Q_3zr и считаем его синхронным времени максимального разлива самаровского озера-моря (Q_2sm), на берегу которого возникли гривы — обычные для прибрежной зоны дюнные образования. Поэтому описание в разделе грив вместе с другими покровными отложениями в значительной мере условно.

Отложения, слагающие самую верхнюю часть земной коры, повсеместно имеют лессовый облик и их принято называть «покровными» (Попов, 1957; Никитенко, 1957; и др.). Более или менее ясно проявленные в этих породах лессовые свойства (пористость, палевый цвет, вертикальная отдельность и др.) позволили многим исследователям считать эти образования однородными по составу и генезису.

Однако уже визуальное изучение пород показывает существенные их различия как по профилю, так и по простиранию.

В разрезах I типа (на Обь-Иртышском междуречье севернее р. Демьянки) покровная толща сложена алевропелитами и пелитоалевритами. Породы имеют обычно буровато-серый цвет светлых тонов, пористы, мажутся белым, практически не карбонатны ($CO_2 < 1{,}0\%$ от веса породы), «лессовая» отдельность хорошо выражена. В иллювиальном горизонте — орштейны железа. На междуречье породы вскрыты большим количеством скважин (профиль Тобольск — Сургут). Залегает, как правило, на верхнем погребенном почвенном горизонте (Q_3kz). Типичным примером покровных отложений этого типа является разрез, вскрытый скв. 469, мощность покрова 10—15 м.

В разрезах II типа (южнее р. Туртас до широты г. Ишима) покровные отложения имеют красновато-бурые белесые тона окраски, обусловленные повышенным содержанием карбонатов (1—3%). Для иллювиального горизонта характерны кольца гидроокислов Fe и мелкие бесформенные стяжения карбонатов. Мощность покрова 3—5 м. Лессовые свойства толщи ярко выражены в береговых обрывах широтного отрезка р. Иртыш. Они хорошо наблюдаются также на междуречье Иртыш — Туртас в разрезах скв. 33, 621, 532 и др. Примером является разрез покрова, вскрытый скв. 621, описание которого дано выше. На Ишим-Иртышском междуречье разрезы покровных отложений вскрыты скв. 136, 130, 18.

Покровные отложения разрезов III типа (на неогеновых равнинах) по своему внешнему облику отличаются от описанных более грубой структурой, палево-желтым цветом, повышенной карбонатностью, наличием в иллювиальном горизонте карбонатных и гипсовых новообразований. С севера на юг в покровных отложениях увеличивается содержание карбонатов (А. В. Минервин, 1959). Наиболее распространенными породами, подстилающими покров, являются осадки черлакской свиты, битекейский аллювий, зеленовато- и голубовато-серые тонкослоистые глины верхней пачки нерасчлененных ранне-среднечетвертичных отложений.

В большинстве случаев граница между покровными и нижележащими толщами исключительно резкая и несет следы перерыва в осадконакоплении — разбита ветвящимися трещинами высыхания (Волков, 1960).

В гривах и на плоских равнинах Ишим-Тобольского междуречья покровные образования представлены супесями желтовато-буровато-палевого цвета, легкими, пористыми, карбонатными, с горизонтами известковых конкреций, иногда загипсованы. Примером такого рода покрова являются отложения, вскрытые канавой и дополненные скважиной Л-22—23 (интервал 0,5—2,3 м), расположенной в самой южной части региона в 7 км к северу от совхоза им. Мичурина Кустанайской области. Сверху вниз здесь вскрыты:

Геологический возраст*		Глубина, м
Q_{3-4}	Современная почва степного типа буровато-серая, с корнями растений и вертикальными трещинами высыхания	0,0—0,3
	Песок алевритовый сильно глинистый, желтовато-серый с языками затеков гумуса, с корнями растений	0,3—0,8
	Песок алевритовый, глинистый, желтовато-бурый с «белоглазкой», со следами корней растений, лессовидный . . .	0,8—1,5
	Песок алевритовый светлый желтовато-бурый с неясной перемежающейся слоистостью сложного типа, подчеркнутой прослоями песка светло- и темно-серых тонов. Выкопанный на дне канавы шурф показал, что нижняя граница слоя резкая и он входит в нижележащие породы клиньями, резко отличающимися своим цветом и более грубозернистым составом от подстилающей толщи	1,5—2,3
Q_{1-2}	Глины алевритовые, буровато-серые до красно-бурых с трещинами, в которые заходит вышележащая порода. Наблюдаются плотные стяжения карбонатов и пустотки, выполненные друзами и щетками гипса. Породы имеют значительно более тонкий гранулометрический состав, чем выше- и нижележащие и повсеместно пронизаны ходами растений. Встречаются примазки и гнезда гумуса. Шурф дополнен буровой скважиной до гл. 8,5 м	2,3—3,5
	На глубине 3,5 м цвет породы резко меняется и ниже залегает суглинок тяжелый, плотный, зеленовато-серый с подтеками гидроокислов железа ржаво-бурого цвета и гумусовыми примазками	7,5—8,5
$N_1^3—N_2^{\frac{1}{2}}$ chr	Глина тонкоотмученная светло-желтая, с ярко-малиновыми пятнами гидроокислов железа, вязкая, жирная. Переполнена в кровле карбонатными и гипсовыми стяжениями; встречаются мелкие конкреции марганцевисто-железистого состава размером с дробинку	7,5—8,5

В межгривных понижениях покров представлен тяжелыми желтовато-бурыми и буровато-желтыми суглинками и глинами. Скважиной Л-13, пробуренной в межгривном понижении на Ишим-Тобольском междуречье, вскрыт следующий разрез покровных и подстилающих их отложений:

Геологический возраст		Глубина, м
Q_{3-4}	Почвенный горизонт буровато-черного цвета с корнями растений	0,0—0,5
	Глина алевритовая, серовато-бурая, вязкая, тяжелая . . .	0,5—0,7
	Глина буровато-желтая, тяжелая с очень мелкими карбонатными конкрециями (до 0,5 см в диаметре), с корнями растений. В породе наблюдаются красно-бурые пятна гидроокислов железа	0,7—3,0
Q_{1-2}	Глина буровато-серая, белесая до серовато-светло-бурой, с остатками растений	3,0—5,5
N_2^3 bt	Суглинок вязкий, голубовато- и пепельно-серого цвета с мелкими стяжениями карбонатов, с раковинами и обломками крупных толстостенных раковин	5,5—6,0
$N_1^3—N_2^{\frac{1}{2}}$ chr	Глина красновато- и желтовато-светло-бурая, с ярко-красными пятнами гидроокислов железа тяжелая, плотная, с включениями гипса и карбонатными стяжениями	6,0—7,0

* Здесь и ниже по И. А. Волкову, 1960.

На Ишим-Тобольском междуречье многими исследователями, наряду с гривами и западинами, генезис которых считается дискуссионным, описаны также древние аллювиальные отложения, залегающие в вытянутых долинообразных понижениях. Они вскрыты большим количеством скважин ручного бурения: В-93, В-21, В-25 и др. В качестве примера ниже дается описание разреза скв. В-21, расположенной в 5 км к западу от оз. Медвежье.

Сверху вниз здесь прослеживаются:

Геологический возраст		Глубина, м
Q_{3-4}	Современная почва	0,0—0,5
	Песок разнозернистый, глинистый, желтовато-бурый, карбонатный, пористый, лессовидный с карбонатными конкрециями	0,5—3,2
Q_{1-2}	Глина серая, тяжелая, вязкая. В средней части имеет горизонт черных гумусированных глин	3,5—4,2

Существенно отличаются от описанных покровные образования неогеновых равнин Ишим-Иртышского междуречья, в которых заметную роль играет деллювиальный материал.

В разрезах на небольшой возвышенности к юго-западу от Чаглинской опытной станции на размытой поверхности серых озерных глин нами встречены красно-бурые алевритовые глины и глинистые алевриты, содержащие два погребенных почвенных горизонта средне-верхнечетвертичного возраста, перекрытые покровными лессовидными образованиями.

Канава, дополненная буровой скважиной — разрез БК-2-П — вскрыла наиболее полный разрез четвертичных отложений.

Сверху вниз здесь лежат:

Геологический возраст		Глубина, м
Q_{3-4}	Современная почва	0,0—0,3
	Коричневато-бурая, глинисто-алевритовая порода с зернышками кварцита и кремней крупнопесчаного размера, лессовидная	0,3—3,2
Q_{1-2}	Буровато-коричневая, с красноватым оттенком глина алевритовая с двумя погребенными почвенными горизонтами на глубине около 4 и 5 м от поверхности	3,2—6,7
N_2^3 bt	Конгломерат из ракуши и конкреций карбоната со следами водной обработки	5,6—6,7
$N_1 — N_2^1$ chr	Глина серовато-бурая, жирная, вязкая, плотная.	6,7—7,2
	Серая, с буроватым оттенком, глина алевритистая с редкими остатками тонкостенных раковин.	7,2—8,2

При анализе вещественного состава пород отличие покрова отдельных междуречий от климатических зон выступает еще более четко; прослеживается также зависимость состава отложений от геологического строения района.

Гранулометрический состав. На междуречьях низовий Иртыша в разрезах I типа (севернее р. Демьянки) покровная толща имеет в нижней пачке несколько более грубый состав пород, чем в верхней: структура отложений меняется от псаммо-пелито-алевритовой в нижней пачке до алеврито-пелитовой в верхней. В целом гранулометрический состав пород покровной толщи более тонок, чем подстилающие отложения самаровского и тазовского горизонтов.

В разрезах II типа (южнее р. Демьянки) по данным литологической обработки материалов бурения покровные отложения имеют то же строение, что и разрезы междуречных пространств зоны погружения. В толще прослеживается нижняя пачка с относительно грубым составом гранулометрического спектра и верхняя глинистая пачка (табл. 36). Четкая дифференциация обломочного материала по гранулометрическому составу характерна для осадков водной среды. Тонкий гранулометрический состав свидетельствует о слабой динамике среды осадконакопления. И наконец,

Таблица 36

Гранулометрический состав образцов из покровных лессовидных отложений верхнечетвертичного возраста (зырянская свита+современная почва), вес. %

Конечные диаметры зерен во фракциях, мм	Тип разреза			
	I		II	
	нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка
>1,6	—	—	—	—
1,0	—	—	0,0—0,01 / 0,005	0,0—0,03 / 0,015
0,63	—	0,0—0,04 / 0,1	0,0—0,02 / 0,01	0,02—0,06 / 0,04
0,40	0,0—0,02 / 0,006	0,0—0,02 / 0,01	0,0—0,09 / 0,045	0,04—0,06 / 0,05
0,315	0,0—0,02 / 0,006	0,0—0,06 / 0,03	0,011—0,04 / 0,025	0,07—0,08 / 0,075
0,20	0,06—0,02 / 0,1	0,08—0,40 / 0,26	0,08—0,2 / 0,14	0,18—0,24 / 0,22
0,16	0,06—0,18 / 0,013	0,1—0,34 / 0,23	0,07—0,41 / 0,24	0,3—0,62 / 0,46
0,10	0,12—0,32 / 0,2	0,16—0,48 / 0,21	0,16—0,38 / 0,27	0,36—0,39 / 0,37
0,063	0,64—2,44 / 1,3	0,46—1,74 / 1,1	1,95—2,16 / 2,05	1,23—2,44 / 1,83
0,05	0,76—8,46 / 3,4	0,4—0,96 / 0,7	2,08—4,7 / 3,37	1,75—2,9 / 2,32
<0,01	55,4—64,88 / 60,6	35,04—44,68 / 38,8	39,61—54,03 / 46,82	40,43—44,66 / 42,8
0,01	27,5—42,5 / 34,3	51,5—63,2 / 58,5	35,0—39,0 / 37,0	48,64—55,5 / 52,07
0,005	21,6—24,44 / 25,4	23,06—46,6 / 36,8	25,2—47,8 / 36,5	37,64—46,5 / 42,07
0,001	3,5—9,9 / 6,7	8,4—29,7 / 16,5	5,1—10,0 / 7,5	6,0—8,1 / 7,05
<0,001	2,4—2,8 / 2,6	2,4—10,3 / 5,2	2,1—2,8 / 2,4	3,0—3,9 / 3,4
Гранулометрические коэффициенты:				
C	0,06—0,09 / 0,08	0,06—0,14 / 0,03	0,065—0,013 / 0,097	0,15—0,17 / 0,16
Md	0,016—0,01 / 0,017	0,008—0,014 / 0,01	0,009—0,014 / 0,11	0,006—0,01 / 0,08
S_0	1,48—2,0 / 1,67	1,6—2.3 / 1,95	1,6—2,06 / 1,83	1,4—1,96 / 1,76
Количество образцов	3	3	2	2

широкое распространение осадков в разрезах I типа и их сравнительно большая мощность (10—15 м) наряду с довольно однородной по площади структурой пород показывает, что накопление осадков происходило в основном в озерных и озерно-болотных условиях. Судя по уменьшению мощности отложений, в направлении на юг все большее значение приобретали субаэральные фации верхних пачек.

Более сложна по своему характеру структура покровных отложений в разрезах III типа на Тобол-Ишимском междуречье.

Микроморфологические исследования в шлифах показали, что скелет породы в покрове грив и плоских равнин сложен главным образом зернами песчано-алевритовой размерности с рыхлой упаковкой. В образовании скелета породы большую роль играют обломки глинистых пород. Края их сглажены (табл. XVI). Глинистые обломки обычно соразмерны с обломками зерен кварца и полевых шпатов или чуть больше их. Цементирующим веществом служат очень тонкие колломорфные пленки глины вокруг обломков минералов и пород. Иногда в породе наблюдаются тончайшие прослои, сложенные глинистыми обломками, которые мы вслед за И. А. Волковым (1961, 1965) считаем продуктом эоловой аккумуляции. Промежуточные, более грубые слойки, сложены зернами кварца полевых шпатов и обломками глин (табл. XVII). Судя по округлости глинистых обломков, сглаженным их краям, невысокому удельному весу, можно допустить, что загрязнение породы глинистыми частицами происходило путем привноса пыли эоловым путем, что характерно для типичных лессов. Известна, что одна из характерных черт лесса, в строгом смысле этого слова — содержание в нем «лессовой» фракции диаметром 0,01—0,05 мм в пределах 30—55% при микроагрегатном анализе породы пипеточным методом. В образованиях грив и плоских равнин независимо от способа подготовки образцов к анализу среди песчано-алевритовой фракции значительную роль играют зерна размером 0,1—0,25 мм; роль частиц 0,01—0,05 мм невелика — их количество лишь изредка достигает 25—30%. Отсюда можно сделать вывод, что в гривных образованиях Ишим-Иртышского междуречья мы имеем дело не с типичными лессами, а с лессовидными породами.

Гистограммы гранулометрических спектров образцов из гривных отложений при дисперсной подготовке образцов к анализу имеют двувершинный характер. Л. Б. Рухин (1947) считал, что двувершинный характер гистограммы распределения гранулометрических спектров свидетельствует о двойственном генезисе осадка. На основании этого мы попытались установить генетическую принадлежность песчано-алевритовой части осадка.

После исключения из гранулометрического состава глинистых частиц оставшийся песок имеет хорошую сортировку зерен — частицы размером 0,05—0,25 мм составляют в породе до 85% от веса песчано-алевритовой фракции. В образцах, взятых с разных глубин и из различных разрезов грив и плоских равнин южной части Тобол-Ишимского междуречья, наблюдается одинаковое распределение гранулометрических спектров, что позволяет считать седиментационную зрелость покрова грив результатом эоловых процессов. В случае их аллювиального генезиса следовало бы ожидать большую изменчивость гранулометрических спектров по площади.

В связи с изложенным представляет интерес степень окатанности зерен кластического материала, которую мы исследовали как отношение

$$\frac{\text{зерна кварца со следами окатанности}}{\text{зерна кварца без следов окатанности}}$$

в грубоалевритовой фракции 0,1—0,05 мм. Во всех исследованных разрезах это отношение имеет резко повышенные значения в подошве толщи (до 10). Поверхность кварцевых зерен обычно матовая, с вмятинами, железистыми примазками, что характерно для отложений с эоловой переработкой материала.

Анализ структурных особенностей песчано-алевритовой части образцов из гривных образований Ишим-Тобольского междуречья показывает их сходство с тазовскими и тобольскими песками, рассмотренными выше.

Гранулометрический состав покровных отложений западин и понижений на местности всегда более тонок, чем в покрове грив, и представлен преимущественно пелитами (табл. 37). Покровные отложения образуются

Таблица 37

Гранулометрический состав образцов из покровных отложений разрезов III типа, вес. %

Конечные размеры зерен во фракциях, мм	Ишим-Тобольское междуречье			Ишим-Иртышское междуречье
	гривы		межгривные понижения	
	нижняя пачка	верхняя пачка		
>1	0,0—0,1 / 0,1	—	0,0—1,1 / 0,2	—
0,5	0,2—2,0 / 0,8	—	0,01—1,9 / 0,5	1,5—3,0 / 2,6
0,25	2,3—14,2 / 6,6	0,2—1,1 / 0,6	0.2—1,7 / 0,4	1,1—3,7 / 2,8
0,1	18,9—41,7 / 31,0	2.4—6,9 / 4,4	0,2—9,7 / 3,9	1,9—6,5 / 3,8
0,05	8,6—24,4 / 15,7	11,9—29,4 / 20,5	1,0—8,6 / 4,2	1,7—6,2 / 4,0
0,01	0,9—7,5 / 2,8	3,0—25,9 / 15,4	0,0—3,3 / 1,65	1,5—5.7 / 4,0
<0,01	32,3—64,3 / 43,0	59,6—59,8 / 59,1	7,44—94,3 / 89,14	77,3—86,3 / 83,0
0,005	0,0—22,8 / 7,15	6,7—8,6 / 7,7		25,5—40,1 / 33,1
0,001	5,3—13,9 / 8,4	15,5—19,0 / 17,2		9,9—15,6 / 13,1
<0,001	12,9—40,0 / 27,5	34,1—35,5 / 34,1		27,0 / 36,6
Гранулометрические коэффициенты:				
C	0,4—0,9			
M d	0,03—0,16			
S_0	65—10,0			
Количество образцов	9	2	6	6

из эолового материала или за счет плоскостного смыва глинистых частиц с ближайших превышений местности — грив и поднятий.

Покровные отложения разрезов III типа на Ишим-Иртышском междуречье (группа канав БК-1, 2, 3) отличны по своему составу от описанных выше покровных образований Тобол-Ишимского междуречья. Характерная особенность их структуры — присутствие среди основной массы частиц пелитовой размерности (68,0%) неокатанных песчаных и мелкогравийных зерен. Песчано-гравийная часть представлена разнозернистыми обломками кремней, кварца, иногда изверженных пород. В породе много мелких окатанных обломков глин грубопесчаного размера, которые наблюдаются под микроскопом в тонких шлифах. Примесь грубых неокатанных минеральных зерен и обломков глинистых пород в тонких глинах позволяет считать отложения в значительной мере образованием делювиально-пролювиальным, что естественно ввиду близости Кокчетавской возвышенности с развитыми на ней корами выветривания мезозоя.

Покровные образования в разрезах III типа имеют тенденцию к глинизации в кровле толщи (см. табл. 37). Однако четко она не проявляется и разделить толщу на нижнюю и верхнюю пачки не представляется возможным, тем более, что глинистые обломки вуалируют возможность определения истинного содержания неагрегированных глинистых частиц.

Закапчивая характеристику структуры породы, следует подчеркнуть, что, несмотря на кажущееся сходство покровных отложений региона при

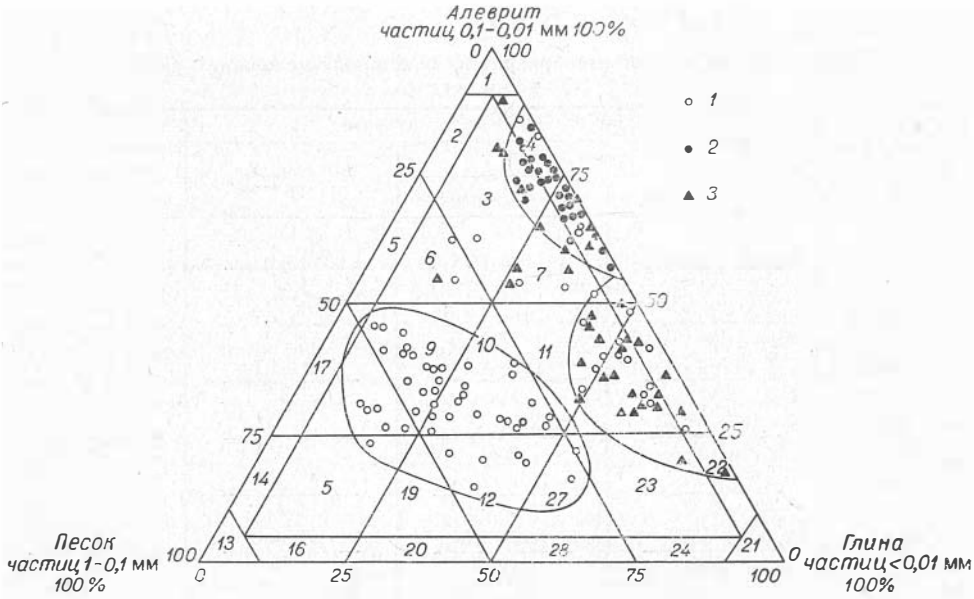


Рис. 6. Трехмерная диаграмма гранулометрического состава покровных лессовидных отложений Q_{3-4} трех междуречий (подготовка образцов к анализу «микроагрегатным» методом).

Образцы покрова междуречий: *1* — Ишим-Тобольского; *2* — Обь-Иртышского; *3* — Ишим-Иртышского.

визуальных наблюдениях, как было показано выше, гранулометрический состав этих пород глубоко различен, что отражено на диаграмме-треугольнике (рис. 6) (микроагрегатная подготовка образцов к анализу), а также на картах распределения песчаных и алевритовых частиц, построенных по данным анализов с дисперсной подготовкой образцов (рис. 7, 8). Из рисунков видно, что в разрезах I и II типа песчаные частицы в покрове практически отсутствуют, тогда как в покровных отложениях разрезов III типа на Тобол-Ишимском междуречье их обычно не менее 30%. Типичные «лессовые» частицы (более 30%) содержатся лишь в покрове разрезов I и II типа, а на плиоценовых равнинах они не имеют существенного значения. До 50% гранулометрического спектра покрова Ишим-Тобольского междуречья слагают тонко-песчаные зерна. Для покрова южной части Ишим-Иртышского междуречья характерно высокое (>80%) содержание глинистых частиц и присутствие грубопесчаных зерен. Различие в гранулометрическом составе рассмотренных образований обусловлено разным способом их накопления — аллювиально-озерным, эоловым или делювиально-пролювиальным;

Минеральный состав песчано-алевритовой части. В разрезах севернее р. Демьянки алевриты нижней пачки покровных отложений имеют загрязненный аркозовый петрографический состав. Кварца здесь всегда меньше 50%, полевых шпатов в сумме содержится около 30% и около 15% падает на долю обломков глинистых пород, присутствуют слюды биотитового ряда, переотложенные (?) зерна глауконита, обломки спикул губок и панцирей диатомей. Выход тяжелой фракции равен 0,2—1,3%. Для нее характерны довольно высокие значения роговой обманки (32—37%), пироксенов мало (1,5—2,1%). Содержание ильменита, так же как циркона и турмалина, в сумме не поднимается выше 10%. В верхней пачке соотношение основных породообразующих минералов осталось примерно в тех же пределах (кварца меньше 50%, полевых шпатов 30—40%, обломков глинистых пород 4—7%). Среди тяжелых минералов (выход 0,9—1,2%) повысилось значение устойчивых. Измене-

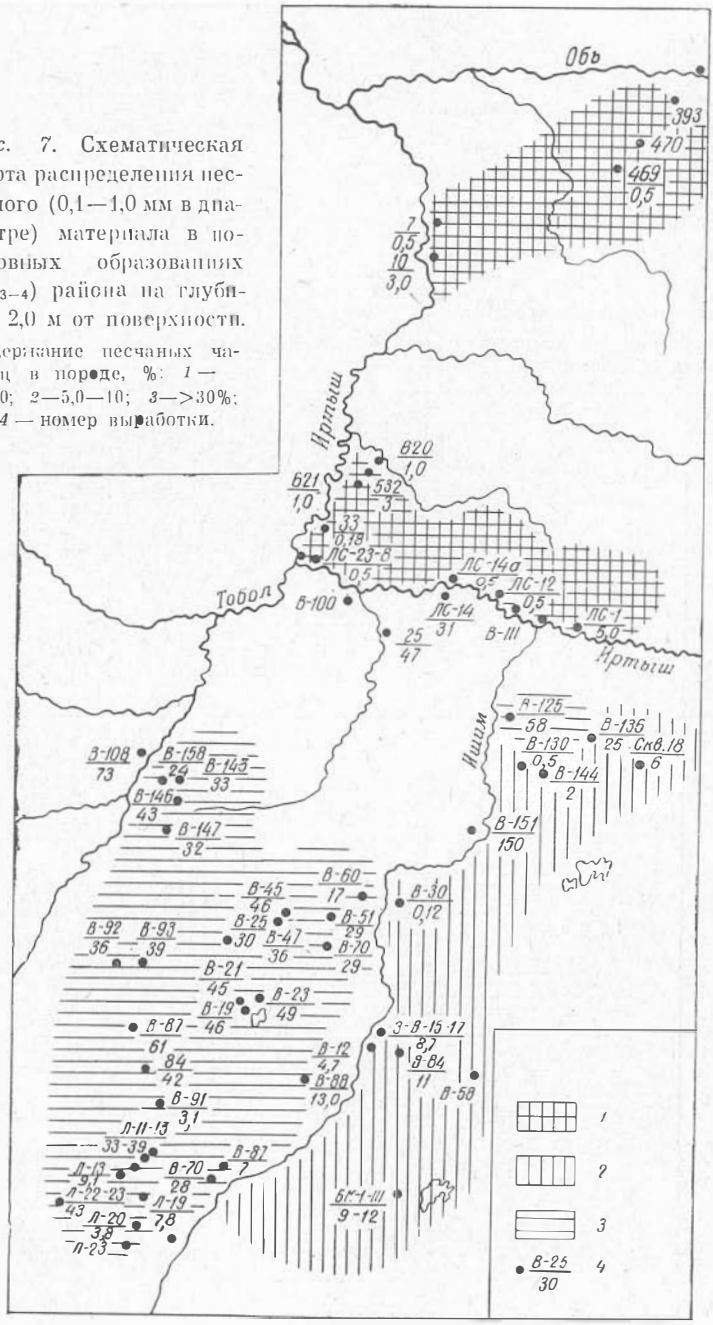


Рис. 7. Схематическая карта распределения песчаного (0,1—1,0 мм в диаметре) материала в покровных образованиях (Q_{3-4}) района на глубине 2,0 м от поверхности.

Содержание песчаных частиц в породе, %: *1* — <5,0; *2* — 5,0—10; *3* — >30%; *4* — номер выработки.

ние характера комплекса тяжелых минералов от подошвы толщи к кровле хорошо прослеживается по поведению коэффициента КР и КН. Значения КР в верхней пачке в два раза выше (0,5), чем в нижней (0,25). КН в нижней пачке имеет высокие значения (3—7), а в верхних пяти метрах толщи (верхняя пачка) снижен более чем в 5 раз по сравнению с подстилающими слоями свиты (табл. 38).

В разрезах II типа породы покровной толщи отличаются от описанных увеличением роли устойчивых компонентов в минеральном составе.

Состав основной породообразующей части — олигомиктовый аркозово-кварцевый (кварца 50—60%, калиевых полевых шпатов 12—17%,

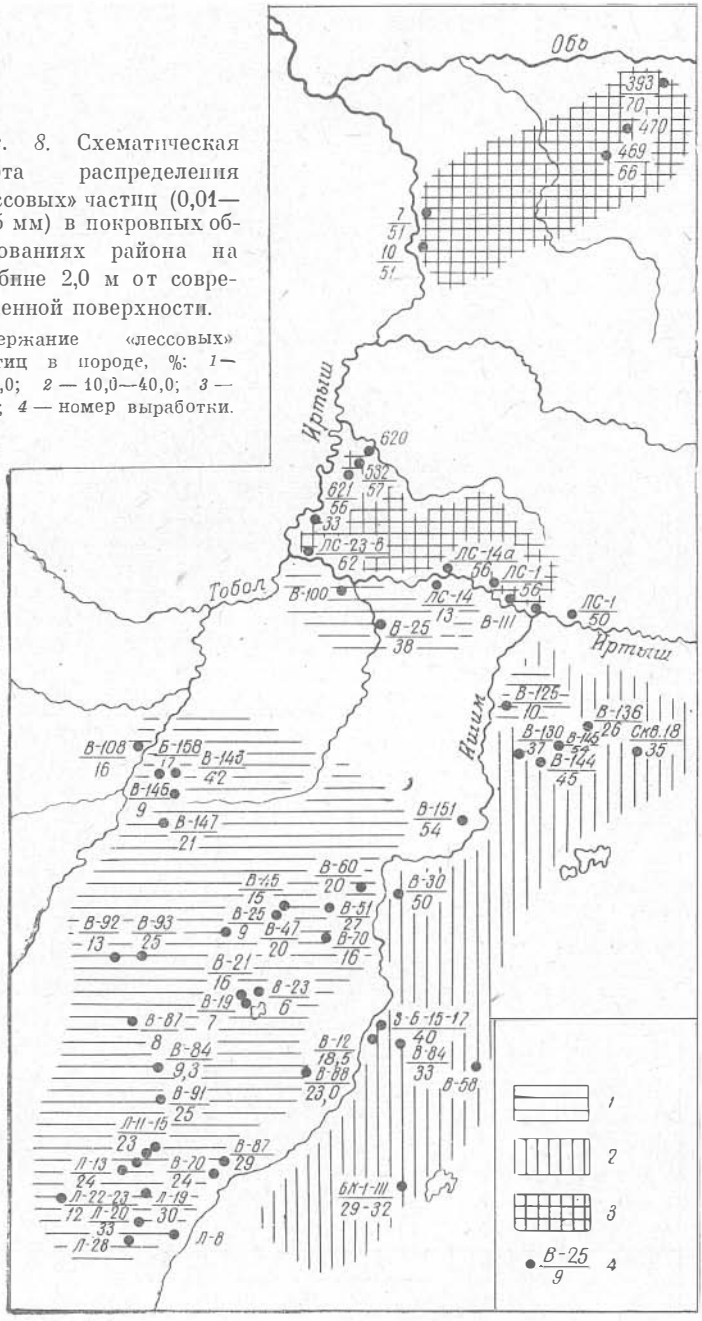


Рис. 8. Схематическая карта распределения «лессовых» частиц (0,01—0,05 мм) в покровных образованиях района на глубине 2,0 м от современной поверхности.

Содержание «лессовых» частиц в породе, %: *1* — <25,0; *2* — 10,0—40,0; *3* — >40; *4* — номер выработки.

плагиоклазов ряда андезин—олигоклаз 10—15%), присутствуют сильно измененные обломки минералов (до 13%). В породе много спикул губок, обломков диатомей, переотложенных (?) зернышек глауконита, которые в направлении на юг (скв. 33, 18) постепенно из породы исчезают. В тяжелой подфракции значение устойчивых к химическому выветриванию минералов также увеличилось за счет повышения содержания ильменита и уменьшения роговой обманки при малозаметных колебаниях содержания всех других минералов, кроме пироксенов (ромбических), которые иногда имеют повышенное значение в нижней пачке покровного комплекса. Судя по плохой сохранности зерен пироксена, присутствие его обусловлено размывом и переотложением каких-то местных боковых пород, про-

Таблица 38

Минеральный состав образцов пород из покровных лессовидных отложений верхнечетвертичного возраста (зырянский горизонт), %

Минералы	Тип разреза				
	I		II		III
	нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка	нерасчлененный
Гранат	1,4—3,2 / 2,4	1,2—3,9 / 2,5	0,7—2,5 / 1,6	2,4—3,4 / 2,9	1,7—2,44 / 1,96
Циркон	6,7—10,0 / 7,9	5,5—11,5 / 7,9	3,9—4,8 / 4,35	2,7—3,8 / 3,2	5,5—8,8 / 7,1
Рутил	0,2—0,7 / 0,5	0,2—0,7 / 0,4	0,0—0,3 / 0,15	0,0—0,7 / 0,35	0,86—1,23 / 1,06
Анатаз	0,0—1,7 / 1,3	0,0—3,5 / 1,6	+	0,0—1,0 / 0,5	1,3—1,54 / 1,43
Сфен	+	0,0—0,7 / 0,2	0,0—0,3 / 0,15	0,2—0,3 / 0,25	0,22—0,9 / 0,56
Обыкновенная роговая обманка	32,0—37,0 / 34,63	12,0—21,0 / 17,7	24,4—25,8 / 25,1	10,7—13,6 / 12,15	10,4—18,4 / 14,9
Пироксен	1,5—2,1 / 1,8	0,3—2,1 / 1,3	4,6—5,7 / 5,15	10,2—21,4 / 15,8	+
Группа эпидота	32,6—33,5 / 33,0	32,0—48,0 / 38,0	32,1—40,0 / 36,05	25,0—38,0 / 31,5	29,5—38,34 / 33,9
Турмалин	1,1—1,4 / 1,2	0,9—1,6 / 1,2	1,2—2,4 / 1,8	0,2—0,5 / 0,3	0,76—1,6 / 1,27
Ставролит, дистен, силлиманит, андалузит	0,5—1,0 / 0,63	0,6—1,7 / 1,1	0,0—0,9 / 0,45	0,0—0,4 / 0,2	0,56—1,31 / 0,92
Разрушенные минеральные зерна	0,7—2,4 / 1,4	0,0—4,0 / 2,3	0,0—0,3 / 0,15	0,5—0,8 / 0,6	0,92—2,50 / 1,89
Апатит	0,0—0,2 / 0,07	0,0—0,3 / 0,1	+	+	+
Ильменит	5,6—9,6 / 6,1	15,4—20,6 / 17,9	14,5—19,6 / 17,05	23,7—24,2 / 23,8	25,8—29,8 / 27,3
Лейкоксен	3,2—4,9 / 4,1	4,1—4,5 / 4,2	4,8—6,5 / 5,6	6,9—8,0 / 7,4	+
Прочие	0,0—6,7 / 3,1	2,6—4,7 / 3,3	0,4—1,7 / 0,8	0,6—0,8 / 0,7	7,32—9,92 / 8,3
Основные аутигенные минералы:					
пирит	0,0—0,5 / 0,16	0,7—1,1 / 0,9	0,0—0,3 / 0,15	0,3—0,5 / 0,4	—
лимонит	0,5—1,1 / 0,7	1,6—4,3 / 2,6	1,0—6,0 / 0,5	0,0—2,4 / 1,2	2,0—6,74 / 4,33
Выход тяжелой фракции	0,23—1,35 / 0,8	0,9—1,2 / 1,02	0,96—1,87 / 1,88	3,32—2,33 / 2,32	
КР	0,25	0,48	0,2	0,12	0,56
КН	6,0	1,6	1,9	1,18	0,53
Количество образцов	3	3	2	2	22

вицией питания которых служила Уральская горная страна, так как ромбические пироксены наряду с оливином — характерные минералы для габброперидотитовых комплексов пород Среднего Урала.

В вертикальном разрезе соотношения устойчивых и неустойчивых минералов нарушаются в связи с переотложением пироксенов.

Петрографический состав покровных образований Ишим-Тобольского междуречья (разрезы III типа) олигомиктово-кварцевый; довольно однообразен по всей площади и лишь на отдельных участках обнаруживаются небольшие колебания количественных соотношений компонентов. Кварца здесь всегда больше 70%, полевых шпатов обычно меньше 20%; из них на долю плагиоклазов (альбит-олигоклаз) приходится, как правило, меньше 5%. Присутствуют также обломки микрокварцитов, измененные минеральные обломки, кристаллы карбоната и гипса.

Состав тяжелой фракции резко отличается от комплекса тяжелых минералов покровных образований разрезов I и II типа высоким содержанием ильменита, который присутствует обычно в равных соотношениях с минералами группы эпидота и в 1,5—2 раза превышает содержание обыкновенной роговой обманки. Повышено также содержание циркона (5—13%) и турмалина (0,4—2,7%). Остальные минералы присутствуют в незначительных количествах (см. табл. 38). Особенности минерального состава покровных образований в разрезах III типа на Тобол-Ишимском междуречье в одинаковой мере характерны как для покрова грив и плоских равнин, так и для покрова западин.

Для минерального состава песчано-алевритовой части покровных образований Ишим-Иртышского междуречья характерно повышенное содержание средних плагиоклазов и эпидота.

Заканчивая анализ минерального состава пород покровного комплекса, можно отметить глубокие отличия в их составе по площади. Они сказываются как в комплексе минералов основной породообразующей части, так и в составе тяжелой фракции (рис. 9 и 10).

В целом наблюдается волнообразное увеличение степени устойчивости минеральных терригенных комплексов снизу вверх по разрезу средне-верхнечетвертичных отложений и от зоны опускания к зоне поднятий.

Минеральный состав глин покрова существенно изменяется по разрезу и по площади. Дифрактограммы природных ориентированных образцов глин из разрезов I типа показывают базальные отражения 17,89 Å, 10,25—10,67 Å; а также 7,25 Å средней интенсивности. После насыщения этиленгликолем рефлекс 17 Å увеличивается до 19,02 Å, что свидетельствует о наличии в породе монтмориллонитового минерала. После прогревания образцов до 550° в течение часа, рефлекс 14 Å уменьшается до 10,40 Å, что указывает на отсутствие хлорита.

Таким образом, в основании толщи (нижняя пачка) глинистые минералы представляют собой сложную смесь. Соотношения базальных рефлексов показывают преобладание монтмориллонита или каолинита над гидрослюдой. Вверх по разрезу толщи значение гидрослюды увеличивается, а монтмориллонит исчезает.

В средней части толщи, как показывают соотношения базальных рефлексов, гидрослюда резко преобладает над прочими минералами. Здесь появляется смешанослойный минерал из группы гидрослюды. В кровле повышается значение каолинита (табл. 39).

В разрезах II типа глины нижней пачки покрова по-прежнему представляют собой сложную смесь монтмориллонита, каолинита и гидрослюды. Монтмориллонитовый минерал образцов из нижней пачки покрова показывает на дифрактограммах слабые рефлексы 14,71 А, которые после

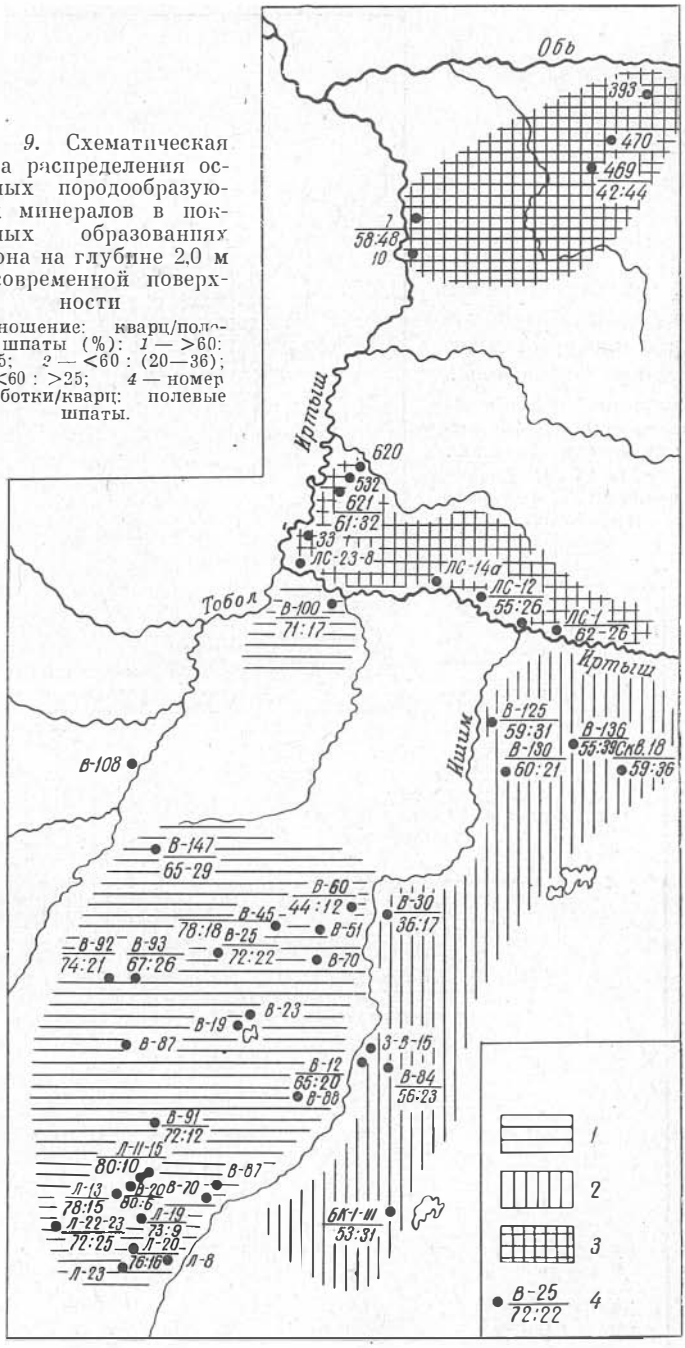


Рис. 9. Схематическая карта распределения основных породообразующих минералов в покровных образованиях района на глубине 2,0 м от современной поверхности

Соотношение: кварц/полевые шпаты (%): *1* — >60: : <25; *2* — <60 : (20—36); *3* — <60 : >25; *4* — номер выработки/кварц: полевые шпаты.

насыщения образца этиленгликолем увеличиваются до 18,48 Å. Наблюдаются также отражения гидрослюды (10,43 Å) и каолинита (7,16 Å). После прогревания рефлекса 14 Å уменьшаются до 10 Å, хлорита не обнаружено. Образцы из средней части покрова разрезов II типа показывают слабые широкие двумерные рефлексы смешанослойного минерала из монтмориллонитовой группы — (16,54—14,71 Å), а также смешанослойного гидрослюдистого минерала (12,67 Å) и каолинита (7,22 Å). На дифрактограммах образцов из кровли толщи рефлексы монтмориллонито-

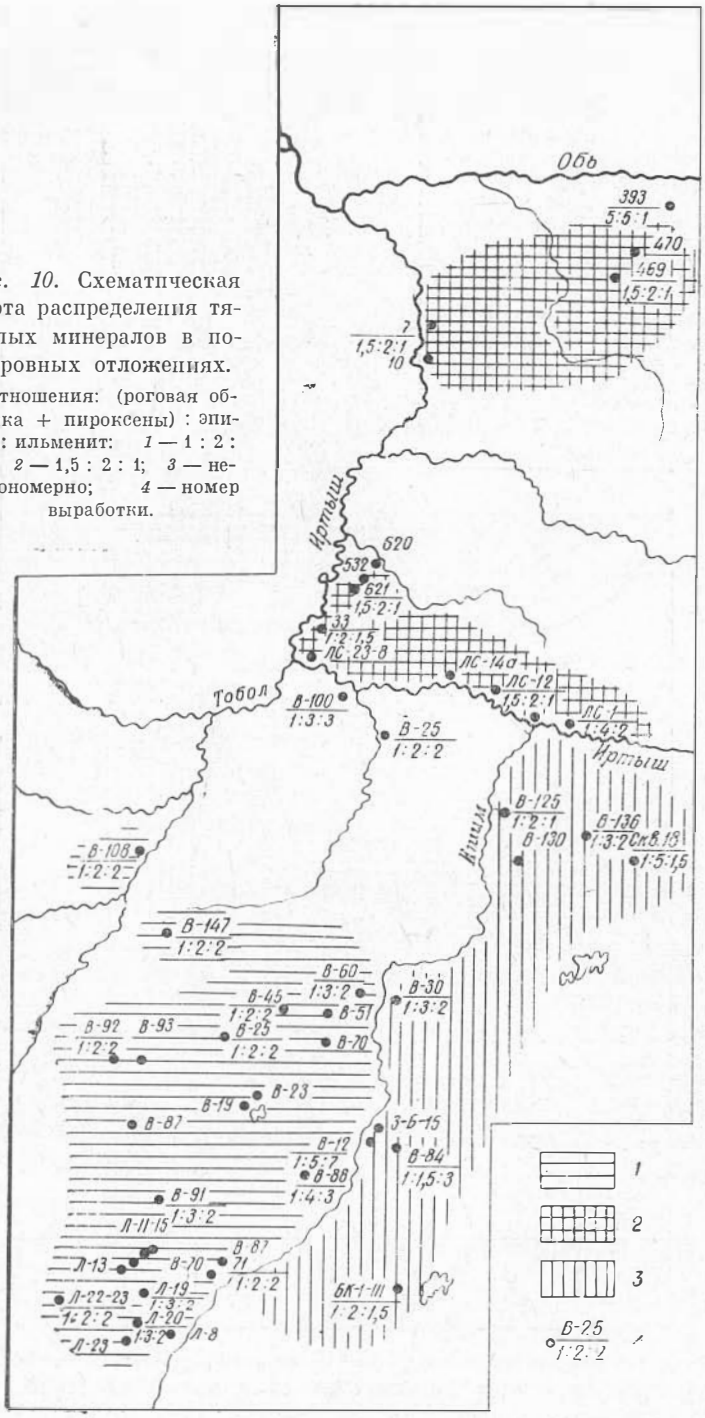


Рис. 10. Схематическая карта распределения тяжелых минералов в покровных отложениях.

Соотношения: (роговая обманка + пироксены) : эпидот : ильменит: *1* — 1 : 2 : : 2; *2* — 1,5 : 2 : 1; *3* — незакономерно; *4* — номер выработки.

вого минерала (14,63 Å) имеют сильную интенсивность. При прогревании рефлекс 14 Å исчезает, хлорит не обнаруживается. Судя по соотношениям базальных рефлексов в породах кровли преобладает монтмориллонитовый минерал (см. табл. 39).

В разрезах III типа закономерность в распределении минералов глин в вертикальном разрезе покровной толщи выражена более ярко,

Таблица 39

Дифрактограммы ориентированных природных образцов фракции <0,001 мм покровных отложений

Тип разреза															
I (скв. 469)						II (скв. 18)				III (Л-22-23)					
Глубина взятия образцов от подошвы к кровле толщ, м															
6,0		3,0		1,0		3,0		1,0		2,3		1,5		1,0	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
3,0	17,89	2,0	11,1	3,3	10,25	2,2	16,54	6,5	14,63	1,8	18,9	6,2	16,54	5,3	16,54
5,6	10,67	2,6	7,25	2,8	7,24	2,2	14,71	5,5	7,26	3,5	16,55	8,1	14,6	2,0	9,92
3,0	8,28	5,6	4,52	2,6	4,75	3,3	12,67	7,8	4,51	4,7	15,14	2,5	10,33	7,3	4,488
5,6	7,31	3,8	4,35	8,0	4,52	3,3	7,22	4,4	4,29	1,8	10,05	3,1	7,263	3,3	4,253
4,2	4,49	3,0	3,6	5,2	4,3	10,6	4,49	4,4	3,54	3,5	7,194	8,7	4,499	1,0	3,581
3,6	4,48	10,0	3,35	10,0	3,35	4,5	4,27	10,0	3,36	8,2	4,499	5,6	4,246	10,0	3,349
5,4	3,59	2,6	3,26	3,9	2,57	3,3	3,56	2,2	3,21	4,7	4,277	5,6	3,576	3,3	3,242
10,0	3,35	3,2	2,57	1,8	2,02	10,0	3,35	4,4	2,59	3,5	3,537	5,0	3,509	4,7	2,574
1,8	2,81	1,6	1,542	2,8	1,504	2,2	3,2	3,3	2,52	10,0	3,347	10,0	3,358	2,455	3,3
3,0	2,57	1,8	1,502			2,2	3,08	2,2	2,43	3,5	3,232	4,3	3,213	1,504	2,7
2,0	1,514					6,7	2,58	1,1	1,565	5,9	2,578	6,2	2,566		
1,8	1,493					2,2	2,45	2,2	1,543	2,9	2,470	2,5	1,997		
						2,2	1,987	2,2	1,503	2,9	2,388	3,1	1,674		
						2,2	1,819			1,8	1,986	3,1	1,630		
						2,9	1,543			2,9	1,509	2,5	1,533		
						4,5	1,506					1,5	1,507		
Соотношение базальных рефлексов															
$\frac{14}{10}$ Å	$\frac{12}{20}=0,6$	8		9		$\frac{7}{5}=1,4$		$\frac{10}{0}=1,7$		$\frac{8,0}{3}=2,6$		$\frac{12}{4}=3$		$\frac{7}{2}=3,5$	
$\frac{7}{10}$ Å	$\frac{22}{20}=1,8$	Сл.		$\frac{8}{9}=0,9$		$\frac{4}{5}=0,8$		$\frac{8}{6}=1,3$		$\frac{5}{3}=1,6$		$\frac{5}{4}=1,2$		$\frac{4}{2}=2,0$	
$\frac{10}{5}$ Å	$\frac{20}{5,5}=1,3$	$\frac{21}{8}=2,6$		9						$\frac{3}{14}=0,21$		$\frac{4}{11}=0,29$		$\frac{4}{?}=0,37$	
										14					
Минеральный состав глин															
М	КГМ	ГК		ГК		МГК		МКГ		МКГ		МКГ		МКГ	

чем в разрезах II типа. В основании толщи глинистые минералы по-прежнему представляют собой сложную смесь. На дифрактограммах наблюдаются широкие несильные рефлексы смешанослойного монтмориллонитового минерала 18,9—16,55—15,14 Å, которые при насыщении образца этиленгликолем усиливаются до 19 Å и при прогревании образца до 550° исчезают. Присутствуют также базальные рефлексы каолинита (7 Å) и гидрослюды (10 Å). По соотношениям базальных рефлексов можно заключить, что среди глинистых минералов преобладает монтмориллонитовый минерал. Вверх по разрезу покровной толщи роль его увеличивается. Увеличивается также способность минерала к поглощению: насыщение этиленгликолем показывает усиление рефлекса до 20 Å и более.

Таким образом, в разрезах I, II и III типа наблюдается закономерное увеличение роли монтмориллонита в направлении с севера (разрезы I типа) на юг в глубь континента (разрезы III типа) и закономерное повышение значения монтмориллонитового минерала снизу вверх по разрезу; максимальные его значения наблюдаются в современных почвах в разрезах III типа. Известно, что преобладание монтмориллонита среди других минералов характерно для почв сухих степей.

Характер изменения гидрослюды в разрезах покрова мы проследили, рассчитав соотношения рефлексов $\left(\frac{001}{002}\right)$ на дифрактограммах образцов глинистой фракции. Величина этого соотношения в образцах из кровли (современная почва) в 5 раз больше, чем в образцах из подошвы толщи покровных отложений в разрезах I типа (современная таежная зона с гумидным климатом). В разрезах III типа (степная зона с сухим климатом) величина соотношения $\left(\frac{001}{002}\right)$ увеличивается от подошвы к кровле лишь в 1,5 раза (см. табл. 39).

Таким образом, условия образования верхней пачки покровных отложений были по-видимому более благоприятны для процессов выветривания, чем в период формирования подстилающих слоев. Вместе с этим при образовании покрова размах процессов выветривания был более значителен в гумидной зоне, чем в зоне с сухим климатом.

Аутигенные минералы покрова междуречных пространств специфичны для каждого из трех типов разрезов.

В разрезах I типа присутствуют плотные стяжения гидроокислов железа в виде компактных буровато-черных ортштейнов. Скопления их бывают значительными (по 2—4 на поле зрения микроскопа при $\times 40$). Присутствие железистых новообразований считается характерным для пород, в которых чередуются окислительные и восстановительные условия (Парфенова, Ярилова, 1962).

Чередование условий осадкообразования подтверждается и характером новообразований глинистых минералов. При микроморфологических исследованиях наряду с ленточными новообразованиями глин, более характерными для отложений кровли (табл. XVIII, XIX) в образцах из средней части толщи (как в I, так и во II типе разрезов), обнаруживается хорошо выраженная решетчатая микротекстура, образованная переплетающимися лейстами гидрослюды (табл. XX). Для этой части разреза характерны также колломорфные пленки глин вокруг минеральных зерен (табл. XXI)—свидетели попеременного увлажнения и высыхания породы. В небольших количествах ($<1\%$) встречается пирит.

Образцы из основания толщи при микроскопических исследованиях показывают точечную поляризацию вещества, что говорит об отсутствии проявлений элювиальных процессов. Встречаются мелкие галечки глинистых пород.

В разрезах II типа наблюдается характерное для этой зоны совместное присутствие стяжений железа и карбоната кальция. В отличие от разрезов I типа ортштейны железа здесь слабо уплотнены. Стяжения карбонатов обычно концентрируются вокруг пор и остатков корней растений, так же как и железистые стяжения, или имеют вид бесформенных включений (табл. XXII, XXIII).

В разрезах III типа широко распространены бесформенные стяжения и мелкие конкреции карбоната кальция мергелистого состава (табл. XIV), нередко располагающиеся горизонтальными цепочками. Встречаются также гнезда и скопления гипса (табл. XXV). Расчет баланса форм железа показал, что роль реакционноспособного железа, как правило, повышается в верхней пачке толщи покровных образований. При этом в верхней пачке пород роль окисного железа увеличивается в 1,5 раза по сравнению с нижней пачкой (табл. 40). Значения органического углерода увеличиваются снизу вверх по разрезу толщи и падают с севера на юг, а карбонатов — увеличиваются в этих же направлениях, что ранее было отмечено В. Н. Минервиным (1959).

В заключение описания состава покровных лессовидных отложений района исследований следует ограничить понятие «лесс» и определить место наших отложений в системе лессовых пород.

Из разнообразных определений лесса (инженерно-геологических, территориальных, литологических и генетических) наибольшее распространение получили литологическое (Г. А. Мавлянов, 1958; А. К. Ларионов, В. А. Приклонский и В. П. Ананьев, 1959) и генетическое (В. А. Обручев, 1933; А. И. Москвитин, 1940; М. И. Ломонович, 1953; и др.).

Н. И. Кригер (1965), отмечая большую путаницу в терминологии и соответственно в толковании генезиса лессовых пород, подчеркнул необходимость строгого подхода к определению этого понятия. Он считает, что лессом следует называть алеврит (силит) светло-желтый, палевой окраски с общей пористостью 40—55% с видимыми невооруженным глазом канальцами, неслоистый, известковистый, более или менее микроагрегированный, склонный обваливаться вертикальными глыбами, залегающий плащом мощностью не менее нескольких метров. Микроагрегатный механический анализ породы пипеточным методом показывает 30—55% лессовой фракции (0,01—0,05 мм в диаметре), 5—30% глинистых частиц (0,005 мм), не более 5% песчаных ($>$0,25 мм). Характерно присутствие известковых журавчиков и однородность состава. Все породы, морфологически напоминающие лесс, но не имеющие полного комплекса указанных выше признаков следует называть лессовидными. Лесс и лессовидные породы предлагается объединить под названием лессовых пород. Необходимо также учитывать залегание пород, и все образования, имеющие признаки лессов, но малой мощности или содержащие прослой галечников, называть лессовидными породами.

Ни одно из описанных выше геологических тел, породы которых имеют визуальные признаки лессов, не отвечает термину «типичный лесс» уже потому, что строение их неоднородно и изменяется закономерно снизу вверх по разрезу.

Кроме этого, лессовые породы разрезов I типа неизвестковисты ($CO_2 < 1\%$), хотя и содержат значительное количество «лессовых» частиц в своем гранулометрическом спектре, пористы и держат вертикальные стенки. Лессовые породы разрезов III типа известковисты, но содержание в них частиц диаметром 0,01—0,05 мм невелико ($< 25\%$).

Наиболее близки к определению «типичный лесс» лессовые породы разрезов II типа (широта пос. Надцы — г. Ишим). Особенно хорошо лессовые свойства пород выражены в береговых обрывах правобережья Иртыша на отрезке его широтного течения. Породы имеют обычно палевый цвет, пористы, содержат 30—50% «лессовой» фракции (диаметр частиц 0,01—0,05 мм), держат вертикальные стенки, карбонатны и т. д.

Таблица 40

Химический состав образцов покровных отложений района исследования

Компоненты	Тип разреза					
	I		II		III	
	нижняя пачка	верхняя пачка	нижняя пачка	верхняя пачка	грива	межгривное понижение
$Fe_{вал}$	2,52—3,58 / 3,10	2,91—3,7 / 3,4	3,02—3,7 / 3,48	2,99—4,2 / 3,6	2,02—2,38 / 2,16	2,75—3,5 / 3,3
Баланс форм железа: $Fe_{пир}$		0,0—0,518 / 0,138	0,0—0,25 / 0,04	0,0—0,48 / 0,08	0,0—1,4 / 0,35	0,0—0,36 / 0,22
Fe''_{HCl}	9,15—31,9 / 23,5	11,1—24,15 / 14,65	4.6—25,1 / 12,3	4,53—14,15 / 9,2	2,9—3,9 / 3,4	2,5—2,9 / 2,74
Fe'''_{HCl}	18,65—30,4 / 24,7	34,2—46,0 / 38,6	25,5—49,3 / 35,3	24,0—67,6 / 43,5	16,1—22,0 / 17,2	31,0—36,4 / 33,8
$Fe_{ост}$	46,7—60,5 / 52,0	34,7—60,5 / 46,5	43,8—59,0 / 52,6	24,0—58,6 / 44,1	77,2—81,17 / 79,5	60,3—66,16 / 63,1
$S_{общ}$	—	0,0—0,2 / 0,005	0,0—0,1 / 0,003	0,0—0,02 / 0,003	0,0—0,066 / 0,02	0,023—0,027 / 0,025
$S_{сульфат}$	—	—	—	—	0,0—0,033 / 0,01	0,011—0,027 / 0,017
$C_{орг.\ ост}$	0,16—0,72 / 0,34	0,1—0,37 / 0,53	0,11—0,37 / 0,21	0,11—0,82 / 0,36	0,1—0,25 / 0,16	0,09—0,35 / 0,16
$C_{орг\ „сгорев"}$	0,07—0,18 / 0,14	0,08—0,12 / 0,109	0,05—0,2 / 0,094	0,04—0,27 / 0,13	0,07—0,18 / 0,1	0,03—0,22 / 0,094
$C_{орг.\ „исх"}$	0,28—0,88 / 0,44	0,19—0,72 / 0,63	0,17—0,49 / 0,32	0,16—0,99 / 0,41	0,23—0,32 / 0,27	0,12—0,38 / 0,25
CO_2	0,0—,01	0,0—0,2	0,5—2,0	1,0—0,3	2,0—5,0	0,1—3,0
$\frac{Fe\ пир}{C_{орг}}$	0,4	0,06	0,007	0,008	0,04	0,04
Средний размер зерен во фракциях, мм	0,017	0,01	0,11	0,08	0,01	—
Количество образцов	7	9	6	15	4	3

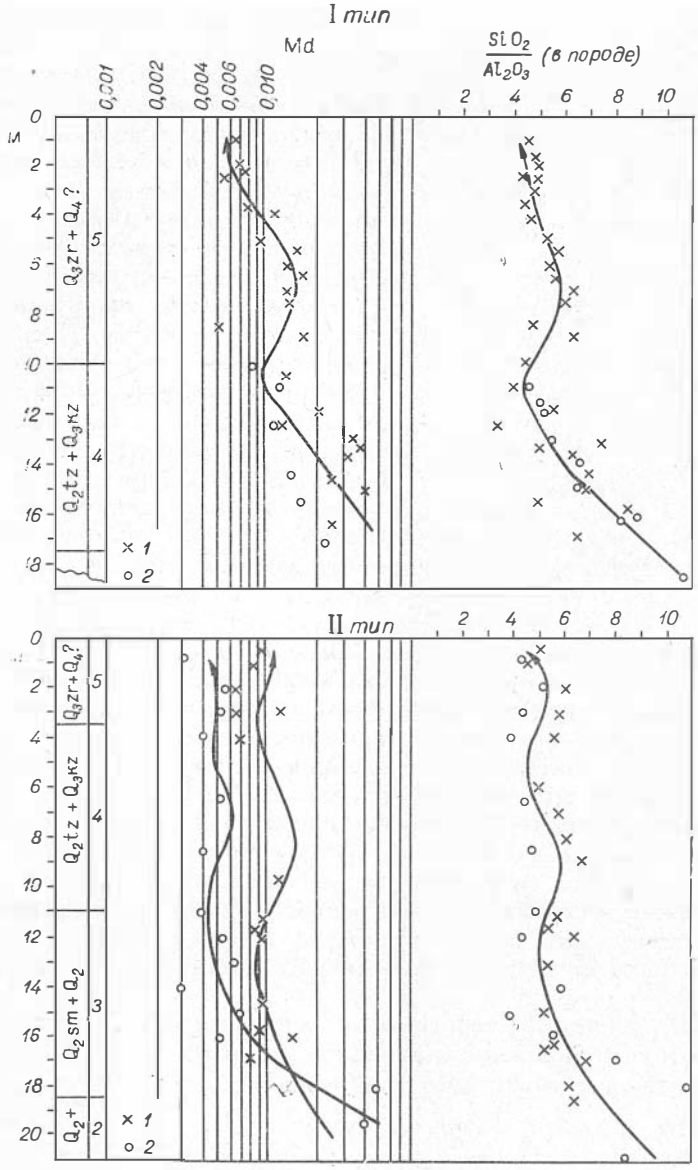


Рис. 11. Характер изменения медианного диаметра зерен и кремнекислого коэффициента по разрезам средне-верхнечетвертичных отложений.

I тип. Образцы из: *1* — скв. 469, *2* — обл. 7; II тип. Образцы из: *1* — скв. 621, *2* — скв. 18.

Однако и в этом типе разрезов строение лессовых толщ неоднородно.

Таким образом, в нашем регионе мы имеем дело с лессовидными породами, а не с типичными лессами, что позволяет внести существенные коррективы в карту распространения лессов, составленную Н. И. Кригером (1965). Согласно этой карте, типичные лессы занимают площадь всей степной зоны Тобол-Ишимского и Ишим-Иртышского междуречий (Ишимская степь). Как было показано выше, на основании точных методов исследования мы не можем называть «лессом» покров центральной части Тобол-Ишимского и западной части Ишим-Иртышского междуречий и относим их к лессовидным породам. Следовательно, «пятно» лессов степной зоны Тобол-Иртышского междуречья на карте существенно сокращается.

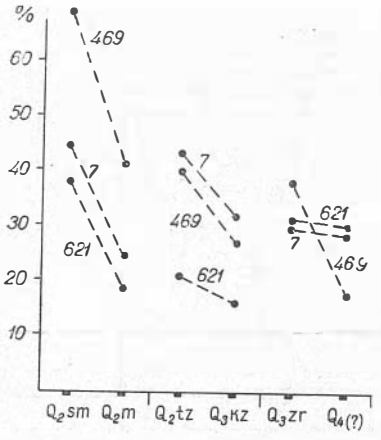


Рис. 12. Характер изменения содержания роговой обманки и пироксенов (в сумме) по разрезам средне-верхнечетвертичных отложений.

Обобщение генетических понятий лесса было сделано Н. И. Трофимовым (1945). По его определениям, лессы представляют собой группу алевритовых пород эолового генезиса с характерными признаками и свойствами, главные из которых: 1) региональное распространение и плащеобразное залегание, 2)значительная мощность и однородность строения толщи, 3) минеральный и механический состав не связан с составом подстилающей толщи. К группе лессовидных пород относятся породы разного происхождения и механического состава, имеющие лессовый облик и обладающие некоторыми свойствами лесса. От лесса они отличаются невыдержанностью строения толщи, приуроченностью к строго определенным орографическим элементам и прямой связью механического и минерального состава с местными породами.

Рассматривая лессовые породы юго-запада Западной Сибири в свете генетической классификации Н. И. Трофимова, можно заключить, что и по этой классификации ни одно геологическое тело с лессовым обликом мы не можем отнести к типичным лессам. Так, в разрезах I и II типов лессовые породы не имеют выраженного строения и непосредственно связаны по своему механическому и минеральному составу с подстилающими породами (рис. 11, 12). Особенно характерно, что «лессовая» фракция выражена здесь унаследованно начиная с пород самых низов квартера. В разрезах III типа покровные отложения хотя и представляют собой самостоятельное геологическое тело эолового генезиса, не связанное с подстилающими породами, но не могут быть отнесены к типичным лессам, так как алевритовая составляющая не играет в этих породах существенной роли.

Следовательно, ни литологическое, ни генетическое определения лесса не соответствуют комплексу признаков лессовых пород нашего района, что позволяет считать их лессовидными.

ГЛАВА IV

ВНУТРИФОРМАЦИОННЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Анализ материалов по вещественному составу отложений антропогена междуречных пространств региона показал закономерное распределение компонентов в разрезе и по площади. По вертикали особенно четко эта закономерность проявляется в отложениях, соответствующих третьему (Q_2sm+Q_2m), четвертому (Q_2tz+Q_2kz) и пятому ($Q_3zr+Q_4^?$) ритмам осадконакопления. Менее выражена она в разрезах первого ($Qag+Qd$) и второго (Q_2t) ритмов. Однако определенно судить об этом рано из-за недостатка данных, что позволило нам не рассматривать отложения первого и второго ритма в данном разделе.

Наиболее ясно закономерный характер распределения материала наблюдается в разрезах I типа; менее выражен он в разрезах II типа, лишь косвенно прослеживается в разрезах III типа. Закономерности распределения компонентов заключаются не столько в прямом сходстве вещественного состава пород отдельных пачек, сколько в однонаправленности этих изменений от слоя к слою и по площади. Каждая выделенная литологическая толща, соответствующая ритму, содержит в себе определенные типы пород от алевритов с галькой кристаллических или осадочных пород в основании до алевритовых глин с гумусированным горизонтом в кровле. Последний нередко плохо выражен в разрезе и прослеживается лишь при помощи точных методов исследования. Иногда этот горизонт отсутствует.

Кроме ритмичного распределения в разрезе гранулометрических спектров (рис. 13, *а*), основная причина которого обусловлена тектоническими факторами и динамикой среды осадконакопления, отчетливо прослеживается уменьшение роли неустойчивых к химическому выветриванию минералов тяжелой фракции в породах снизу вверх по разрезу каждого ритма осадконакопления. Изменение характера минеральных комплексов наглядно иллюстрируется поведением в разрезе величины КН, представляющей собой соотношение минералов, неустойчивых к химическому выветриванию (роговая обманка +пироксены), к ильмениту, хорошо сохраняющемуся при выветривании. Из рис. 13, *б* видно, что величина КН, как правило, в 3—4 раза понижается от подошвы к кровле каждой толщи. При этом существенного растворения минеральных зерен на месте при микроскопических исследованиях не отмечено. Данный факт позволяет отнести увеличение зрелости минеральных комплексов в песчано-алевритовой части породы за счет выветривания материнских пород на ранее осушенных участках и последующего склонового смыва продуктов выветривания в обмелевший бассейн седиментации и в понижения на местности.

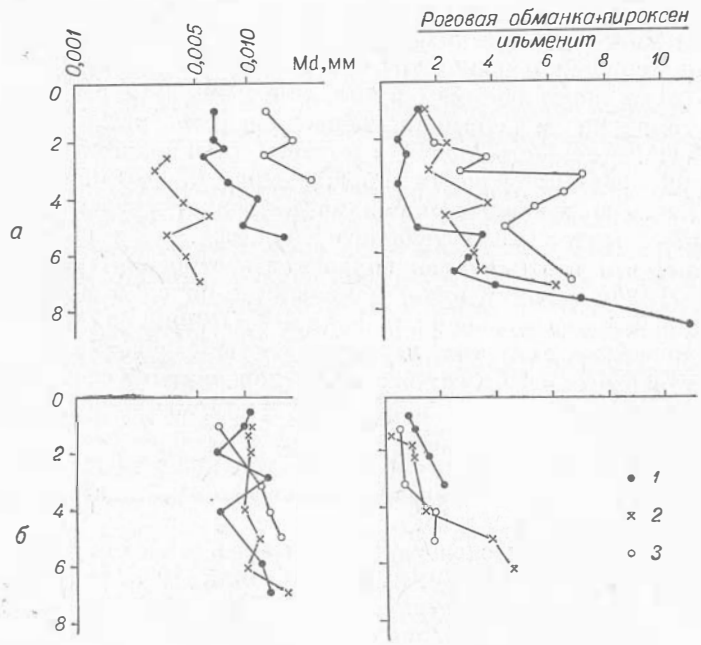


Рис. 13. Характер изменения медианного диаметра зерен и коэффициента КН в верхних пачках толщ (седиментационных ритмов).

Разрезы: *а* —I тип; *б* —II тип. Ритмы: *1* — третий (Q_2sm+Q_2m); *2*— четвертый (Q_2tz+Q_3tz); *3* — пятый ($Q_3zr+Q_4?$).

В каждой выделенной толще прослеживается две пачки: нижняя породы которой не несут заметных постседиментационных изменений, и верхняя, отложения которой существенно преобразованы на месте, после накопления толщи. Визуально эти преобразования прослеживаются в виде повышенной пористости пород верхней пачки по сравнению с нижней, следов окисления пород, присутствия различного рода стяжений и конкреций новообразованных минералов.

Таким образом, в разрезах I и II типа в объеме средне-верхнечетвертичного отделов выделяется три самостоятельных литологических толщи с определенным строением разреза, которые схематично можно представить в следующем виде.

Строение разреза толщи (ритма)	Минеральный комплекс	Характер изменения пород	Мощность
Гумусированный горизонт Глины алевритовые	Более устойчивый	Измененные	3—10 м
Алевриты глинистые с примесью песка и гальки	Менее устойчивый	Неизмененные	2—14 м

Граница между измененной и неизмененной частью в значительной мере условна, так как на степень, глубину и характер преобразования пород имеют сильное влияние местные причины (растительность, рельеф и пр.), однако достаточно четко отбивается в каждом конкретном случае при исследованиях точными методами.

Исследования образцов пород в тонких шлифах показали, что степень изменения пород затухает постепенно сверху вниз по разрезу каждой толщи. В кровле ясно прослеживается раскристаллизация глинистого цемента (образование псевдомонокристаллов, флюидная текстура, коломорфные пленки вокруг кластических обломков и т. д.) (табл. XXVI). В породах нижней части толщи подобных изменений не обнаружено. Обычно при микроскопических исследованиях в них наблюдается неизмененная или слабоизмененная точечно поляризующая глинистая масса, в которую погружены обломки кристаллических или осадочных пород, минеральные зерна и обрывки неразложенной растительной ткани (табл. XXVII). Мощность пачек, в которых проявляются ослабевающие сверху вниз признаки изменения пород, достигает 3—10 м. Такая большая мощность пачек измененных пород не позволяет считать породы продуктом лишь почвообразовательного процесса.

Известно, что вертикальная зональность строения разреза с постепенным переходом (сверху вниз) измененных пород в неизмененные — наиболее характерная особенность толщи выветривания (Петров, 1967; и др.). Это позволяет считать отложения, соответствующие верхней пачке третьего, четвертого и пятого ритмов, недоразвитыми корами выветривания, которые получили название «внутриформационных» (Разумова, Херасков, 1963).

В общих вопросах о генезисе кор выветривания существует множество мнений. Вопрос о молодых внутриформационных корах выветривания квартера изучен менее всего.

В Западной Сибири исследования в этом направлении вели Ф. А. Никитенко (1957, 1958, 1963, 1966), А. В. Минервин (1958, 1959) и др., которые отводили процессам выветривания и почвообразования решающую роль при формировании лессовых пород Западно-Сибирской низменности.

Вслед за Е. В. Шанцером (1966) мы рассматриваем почвообразование как органическую составную часть формирования коры выветривания и считаем, что почва играет роль лишь самой верхней зоны единого элю-

виального профиля и тесно связана с остальными его частями не только чисто морфологически, но и общей историей развития.

Непременным условием для возникновения элювиальных горизонтов in situ является более или менее длительное нахождение геологического тела в субаэральных условиях суши.

Теоретическое обоснование процессов выветривания дано в свое время Б. Б. Полыновым, А. П. Виноградовым, А. Е. Ферсманом, Н. М. Страховым, И. И. Гинзбургом, В. Н. Разумовой (1967) и др. Суть этих процессов заключается в следующем. Горные породы в поверхностной зоне низких давлений и температур (под влиянием воды, углекислоты, кислорода и колебаний температур) начинают разрушаться, приобретают трещиноватость и постепенно распадаются на крупные глыбы и более мелкие обломки. В условиях достаточного увлажнения породы подвергаются гидролитическому разложению. Происходят реакции обмена между водой и породой и замещение катионов металлов ионами водорода. При этом наиболее растворимые компоненты выносятся из породы, а менее растворимые накапливаются и подвергаются перекристаллизации, образуя в поверхностной зоне менее сложные по составу устойчивые гидросиликаты, которые метасоматически замещают первичные силикаты с образованием псевдоморфоз. Дальнейший вынос катионов приводит к обогащению новообразованных глинистых минералов полуторными окислами. Профиль выветривания имеет закономерное строение, но полные, первично-зональные профили кор выветривания могут встречаться лишь в неразмытых породах. Так как при выветривании горных пород выносится больше (R_2O, RO и часть SiO_2), чем привносится (H_2O, CO_2 и O_2), то остаточные охристые и глинистые продукты, выщелачиваясь, обладают высокой пористостью (до 50—60%) и низким объемным весом.

Е. В. Шанцер (1966), не отделяя процессы выветривания от субаэрального диагенеза, различает в составе сложного элювиального процесса четыре основных тесно взаимосвязанных явления: 1) собственно выветривание, т. е. «разложение» исходного вещества материнских горных пород с образованием продуктов выветривания; 2) частичный вынос и перераспределение подвижных продуктов выветривания в формирующейся элювиальной толще с образованием зон инфильтрации и формированием стяжений, конкреций и т. п.; 3) взаимодействие продуктов выветривания друг с другом; 4) метасоматическое замещение первичных минералов материнских пород и вторичных элювиальных образований продуктами выветривания. Мы остановимся лишь на первых двух явлениях элювиального процесса, характерных для наших отложений.

Известно, что для процессов собственно выветривания характерны глинизация и постепенное разрушение неустойчивых компонентов в связи с выщелачиванием, гидратацией и окислением. Мы попытались проследить эффект действия этих процессов в разрезе средне-верхнечетвертичных отложений междуречных пространств региона работ.

Глинизация отложений наиболее наглядно отражается в характере изменения медианного размера зерен по разрезу. В качестве примера на рис. 13 показано изменение медианного диаметра обломочного материала в отложениях верхней части третьего, четвертого и пятого ритмов осадконакопления по скв. 469 (I тип разреза), скв. 621 (II тип разреза) и канавы-скв. Л-22—23 (III тип разреза). Рисунки показывают, что медианный диаметр зерен закономерно убывает снизу вверх от подошвы к кровле каждого ритма в 2—3 раза. Более всего эта закономерность выражена в разрезах I типа, слабо— в разрезах II типа.

В тонкодисперсной части породы в верхних пачках выделенных толщ (ритмов) наблюдается характерное для процессов выветривания выщелачивание оснований. Вынос щелочных и щелочноземельных металлов затухает от кровли вниз по разрезу толщи, а также в направлении с севера на юг. Так, в разрезах I типа $\frac{SiO_2}{RO + R_2O}$ уменьшается в 1,3 раза,

в разрезах III типа в 1,15 раза. Особенно энергично из решеток глинистых минералов выносится кальций. В разрезах I и II типа в кровле отношение $\frac{Al_2O_3}{CaO}$ в 2 раза больше, чем в неизмененных подстилающих слоях. При этом в направлении на юг вынос кальция из решеток глинистых минералов уменьшается и в разрезах III типа не проявляется вообще. Аналогичная картина наблюдается в поведении отношения $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ (Волкова, Воробьев, Задкова, 1970).

Наиболее эффективным критерием выщелачивания пород при выветривании Фогт считает коэффициент $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$, потому что в глинистых минералах алюминий наименее подвижен, в то время как натрий наиболее легко удаляется из их решеток и не восстанавливается в осадке при обычном цикле миграции (Pettijohn, 1957). Величина $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ (как в весовых, так и в молекулярных соотношениях) в 1,5 раза уменьшается от кровли к подошве каждой толщи в разрезах I и II типа; в разрезах III типа закономерности в ее изменении не наблюдается (рис. 14).

Г и д р а т а ц и я. Вынос щелочей и кальция из решеток минералов происходит путем вытеснения их группой гидроксония — ионами водорода (В. С. Соболев, 1949; И. И. Гинзбург, И. А. Рукавишникова, 1951; и др.). В результате гипергенного преобразования тонкодисперсных частиц до 69—75% позиций щелочей в их кристаллической структуре замещается группой гидроксония (Добровольский, 1966). В слюдах за-

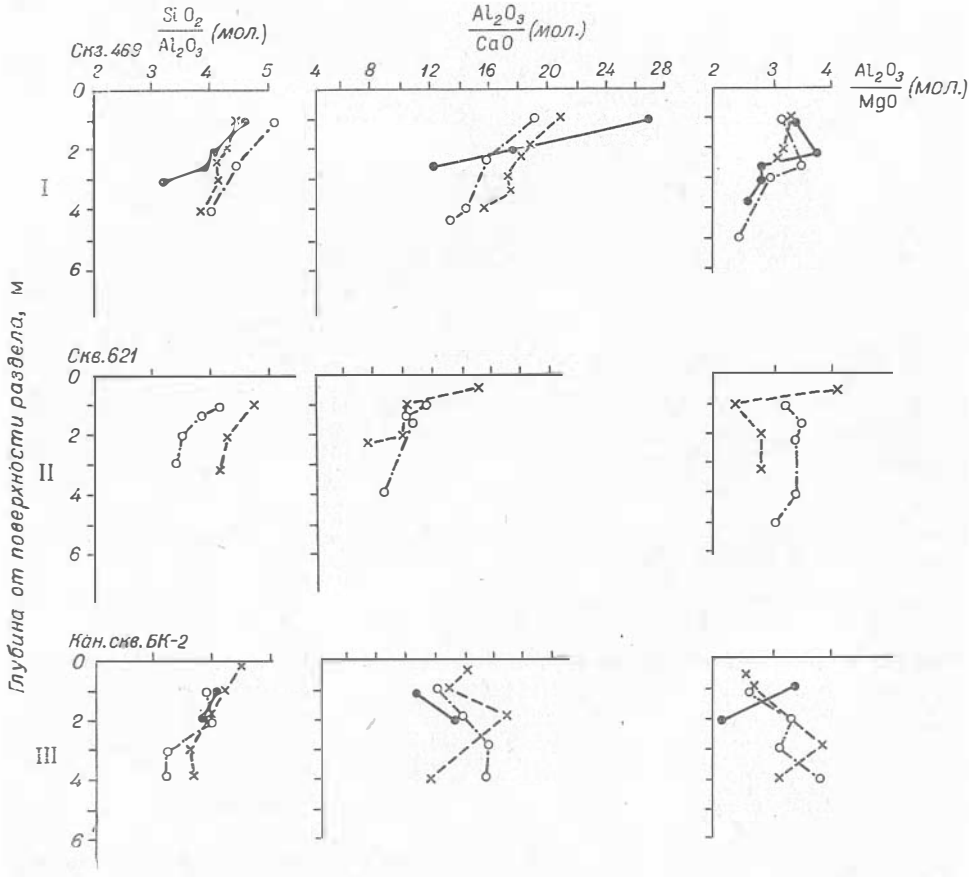


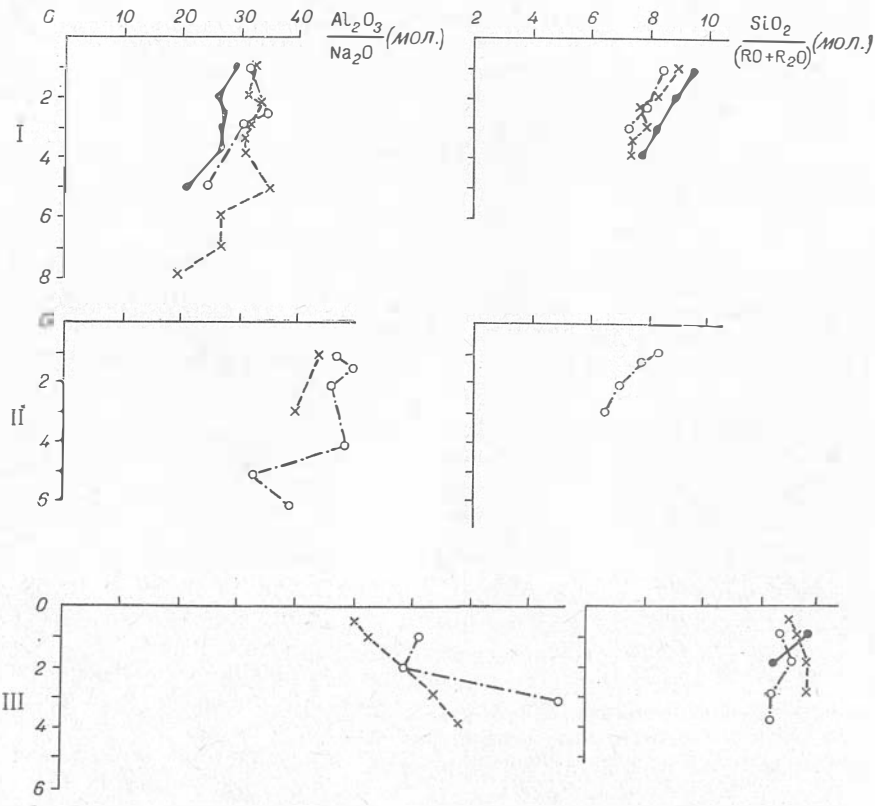
Рис. 14. Характер изменения химического состава образцов пород из разрезов

мещение половины калия, находящегося между слюдистыми пакетами, ионами оксония усиливает абсолютную интенсивность отражения (001); отражение (002) усиливается в меньшей степени (Браун, 1966).

Мы рассчитали соотношение интенсивностей базальных рефлексов $\left(\frac{001}{002}\right)$ по некоторым разрезам антропогена описанных районов. Исследования показали, что в кровле каждой из трех выделенных толщ (Q_2sm+Q_2m; Q_2tz+Q_3kz; Q_3sr+Q_4) это отношение равно 1—1,2, а в подстилающих слоях — 0,2—0,6, т. е. примерно в 1,8 раза меньше. При этом отмечается постепенное уменьшение отношения интенсивностей от кровли к подошве толщи (см. табл. 30, 34, 39).

Таким образом, факты свидетельствуют о значительной гидратированности гидрослюд в кровле отложений третьего, четвертого и пятого ритмов осадконакопления по сравнению с подстилающими слоями.

Замещение выщелоченных оснований О—Н-группой наглядно иллюстрируется поведением в разрезе длинноволновой части инфракрасных спектров (ИК-спектров) глинистых минералов (Болдырев и др., 1966). Из рис. 15, на котором изображены ИК-спектры фракции <0,001 мм, видно, что снизу вверх по разрезу каждой толщи (ритма) во всех типах разрезов наблюдается закономерное увеличение интенсивности и ширины полосы поглощения $V=2300—3700$ см$^{-1}$, обусловленное увеличением роли О—Н-группы в глинистых минералах. Максимальные значения интенсивности полосы длинноволновой части спектра, как правило, приурочены к кровле каждой толщи, соответствующей по времени образования межледниковой эпохе. С другой стороны, гидратированность глинистых минералов, судя по значительному увеличению интенсивности полосы



средне-верхнечетвертичных отложений (фракция<0,001 мм).

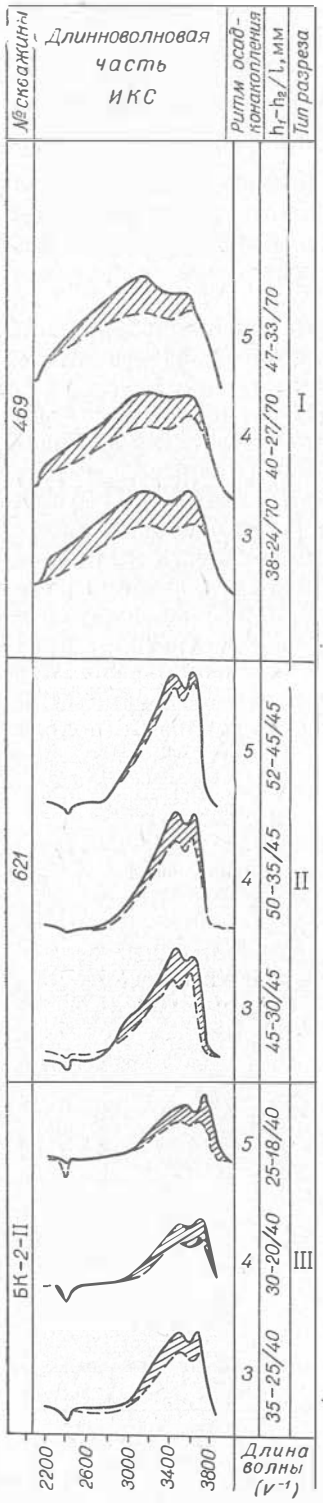


Рис. 15. Характер изменения инфракрасных спектров в области ОН-валентных колебаний глинистой фракции образцов пород от кровли к подошве толщ (ритмов).

h_1 — высота длинноволновой части ИКС глин в кровле толщи; h_2 — то же, в подошве толщ; l — длина проекции длинноволновой части ИКС.

поглощения в разрезах I типа, располагающихся в зоне с нормальным режимом увлажнения, заметно выше, чем в разрезах III типа.

О к и с л е н и е. Степень окисленности пород в разрезе хорошо наблюдается по увеличению значений реакционноспособного окисного железа ($Fe^{'''}_{HCl}$) снизу вверх по разрезу каждого ритма (см. табл. 31, 35, 40).

Таким образом, верхние пачки выделенных толщ на междуречных пространствах низовьев Иртыша несут на себе все признаки субаэрального выветривания.

Степень выветрелости пород на междуречьях, на фоне изменения ее в пределах каждого ритма, нарастает волнообразно от самаровских слоев к современной почве. Так, на фоне изменения среднего диаметра зерен внутри каждого ритма осадконакопления отмечается постепенное уменьшение медианного размера зерен обломочного материала снизу вверх по разрезу всей толщи средне-верхнечетвертичных отложений более чем в 5 раз.

Величина кремнекислого коэффициента (данные нейтронно-активационного анализа), характеризующая глинизацию отложений, изменяется в разрезе однонаправленно с изменением медианного диаметра зерен и имеет максимальные значения в кровле верхнечетвертичных отложений (см. рис. 11).

Снизу вверх по разрезу средне-верхнечетвертичных отложений в породах волнообразно уменьшается содержание плагиоклазов и темноцветных минералов и увеличивается степень выветрелости глинистого вещества. Это свидетельствует, с одной стороны, о справедливости выделения мощной зоны гипергенеза в отложениях квартера, представляющей на фоне ритмичного строения отложений цикл более высокого порядка, а с другой стороны,— о ритмичности и постепенном затухании на междуречных пространствах рассматриваемого района эрозионных процессов начиная с самаровского времени до наших дней.

Несмотря на то, что начиная со второй половины самаровского времени недоразвитые коры выветривания в разрезах I типа (севернее р. Демьянки) выражены достаточно четко, однако в целом породы этой зоны гораздо менее изменены вторичными процессами, чем в отложениях средне- и верхнечетвертичного времени в разрезах III типа (Ишимская степь). Это сказывается, во-первых, на характере минеральных ассоциаций терригенных компонентов. В разрезах I типа состав мине-

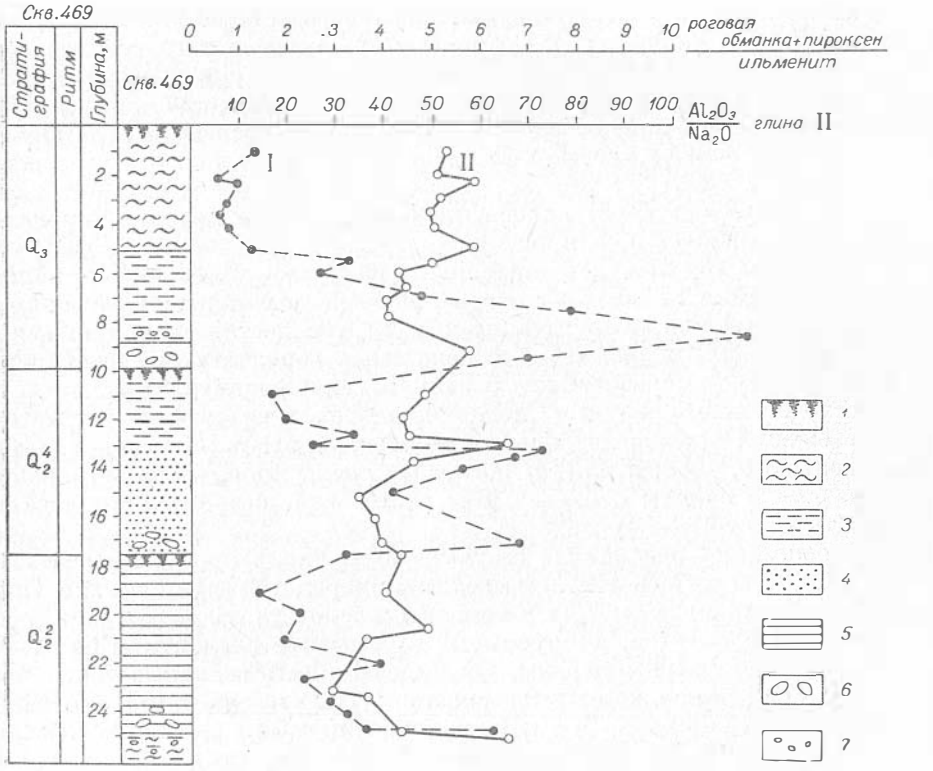


Рис. 16. Изменения коэффициента Фогта и КН по разрезам средне-верхнечетвертичных отложений.

Типы пород: *1* — почва; *2* — глина алевритовая; *3* — алеврит глинистый; *4* — песок; *5* — глина; *6* — галька осадочных пород; *7* — галька изверженных пород.

ральных спектров, хотя и испытывает колебания в содержании неустойчивых к химическому выветриванию компонентов начиная с самаровских слоев до современной почвы, в целом остается полимиктовым. Для него характерны высокие содержания полевых шпатов, в том числе и плагиоклазов (в сумме всегда более 25%), а также ферримагнезиальных компонентов — пироксенов и амфиболов (20—70% от тяжелой подфракции). В разрезах III типа (Ишимская степь) состав минеральных ассоциаций, как правило, олигомиктово-кварцевый; плагиоклазов почти нет, так же как и пироксенов; амфиболов относительно немного ($<$20%). Глинистые минералы в разрезах III типа также гораздо более зрелы, чем в разрезах I типа, что особенно четко прослеживается по характеру изменения коэффициента Фогта (рис. 16). В разрезах I типа величина $Al_2O_3 : Na_2O$ меняется в пределах от 30 до 60, а в разрезах III типа — от 90 до 320, что свидетельствует о накоплении Al и значительном выносе Na из решеток глинистых минералов в разрезах III типа. Приведенные факты находятся в кажущемся противоречии с тем, что в зоне Ишимских степей начиная с неогена господствовал дефицит влаги, что должно было бы тормозить процессы химического выветривания. Повышенная зрелость минеральных комплексов в четвертичных отложениях Ишимской степи объясняется, во-первых, размывом и переотложением продуктов выветривания и седиментационно-зрелого материала из древних осадочных толщ (в частности, олигоценовых песков) Южного Приуралья и Кокчетавской возвышенности, а во-вторых,— длительным, практически не прекращающимся действием на породы экзогенных сил в условиях приподнятой суши и мелководных бассейнов с резкоокислительным режимом среды осадконакопления.

Размах процессов выветривания, как показывает резкое уменьшение содержания неустойчивых к химическому выветриванию минералов, увеличение степени выветрелости гидрослюд и т. д. снизу вверх по разрезу каждого ритма осадконакопления по всем признакам был всегда значительно выше в зоне севернее р. Демьянки (современная зона гумидного климата), чем на неогеновых равнинах (современная зона засушливого климата).

Необходимо остановиться еще на одной группе явлений, происходящих при элювиальном процессе.

Вследствие разложения исходного вещества материнских пород, при выветривании высвобождается большое количество подвижных продуктов, которые или выносятся из породы при достаточном промывном режиме или накапливаются в иллювиальных горизонтах, а затем перераспределяются с образованием различных конкреций и стяжений.

Исследованию продуктов поверхностного выветривания четвертичных отложений посвящено большое количество работ (Македонов, 1966; Добровольский, 1966; и др.). В последнее время процессы выветривания связываются с ранним субаэральным диагенезом, который предлагается различать от субаквального.

На основании различий в геохимических типах продуктов выветривания К. И. Лукашев (1958) выделил минералого-геохимические типы коры выветривания, положив в основу особенности геохимии процесса подвижности элементов, типоморфные химические элементы и их соединения и типоморфные минералы. Им выделено пять основных зональных геохимических типов коры выветривания: 1) литогенный (обломочный), 2) сиаллитно-глинистый, 3) сиаллитно-карбонатный, 4) сиаллитно-хлоридно-сульфатный, 5) сиаллитно-ферритный и аллитный.

Согласно данной классификации в пределах района исследований выделяются две зоны: сиаллитно-глинистого и сиаллитно-карбонатного типов коры выветривания, которые почти полностью соответствуют характеристике, данной этим типам К. И. Лукашевым.

В нашем регионе зона сиаллитно-глинистого типа коры выветривания соответствует по площади таежной зоне — зоне с нормальным режимом тепла и влаги (I тип разрезов). Зона сиаллитно-карбонатного типа соответствует степной и отчасти лесостепной зонам (II и III тип разрезов), где процессы химического выветривания замедлены (см. рис. 2).

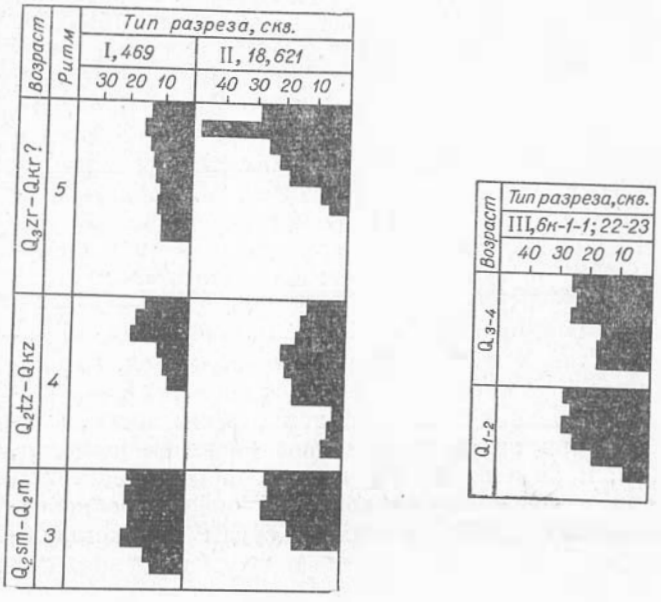


Рис. 17. Распределение растворимой части породы в разрезах (% от веса породы).

Представляет интерес характер распределения новообразованных минералов и солей в разрезе четвертичных отложений. Различного рода стяжения и конкреции аутигенных минералов приурочены обычно к иллювиальным горизонтам и зонам инфильтрации в пределах верхних пачек выделяемых седиментационных ритмов. В химическом составе породы содержание растворимой части падает сверху вниз в каждом ритме осадконакопления.

Гипергенные преобразования пород степной зоны Ишим-Иртышского междуречья детально изучались В. В. Добровольским (1959, 1961, 1966). Мы позволили себе пополнить его данные по этому вопросу на примере наиболее широко распространенных в Ишимской степи новообразований карбоната кальция.

Возникновение и последующее формирование большинства конкреций (рыхлое стяжение → плотное ядро → пластовая залежь) (Сидоренко, 1966; Добровольский, 1956; Fedoroff, 1961; и др.) сопровождается рядом внутренних перераспределений вещества (Страхов, 1962). Датировка этих процессов и их генетическая сторона недостаточно ясны.

При изучении разрезов позднего кайнозоя Ишимской лесостепи (районы г. Петропавловска, р. Киялы, с. Петухово и др.) исследовались микроморфологические особенности, химический состав и интенсивность термолюминесценции (сокращенно ТЛ) карбонатных конкреций (всего около 80 образцов)*.

По современным представлениям ТЛ минералов обусловлена радиоактивным излучением и в значительной мере зависит от их возраста (Zeller и др., 1957; Шелкопляс и Морозов, 1965; Задкова, Максенков, 1968; Задкова, 1969; и др.).

Исследованные конкреции располагались во вмещающих породах на различных стратиграфических уровнях геологического разреза, представленного (сверху вниз): 1) покровными лессовидными образованиями субаэрального генезиса (Q_{3-4}); 2) подстилающими их озерно-аллювиальными отложениями (Q_{1-2}); 3) аллювиальными отложениями битекейской свиты (N_2^3 bt) и 4) озерными глинами черлакской свиты неогена ($N_1^3 - N_2^1$ chr) в подошве (рис. 18).

Согласно классификации (Македонов, 1966), изученные новообразования относятся к карбонатным кальцитовым конкрециям. Заметные изменения в балансе их состава отмечаются лишь в соотношениях CaO и нерастворимого остатка (н. о.).

Установлена следующая взаимосвязь параметров н. о., CaO и ТЛ на различных этапах формирования конкреций карбоната кальция по разрезу неоген-четвертичных отложений района.

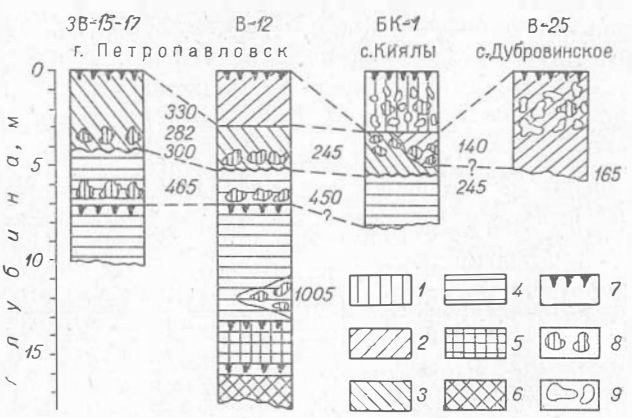


Рис. 18. Схема сопоставления отложений позднего кайнозоя Ишимской степи по ТЛ конкреций (по И. И. Задковой и В. Г. Максенкову, 1967).

1 — Q_{3-1}; *2* — Q_{1-2}; *3* — N^3_2bt; *4* — $N^3_1 - N^1_2$chr; *5* — N^{1-2}_1 — N^1_2chr; *6* — N^{1-2}_1ish; *7* — почва; *8* — плотные конкреции; *9* — рыхлые стяжения. Интенсивность ТЛ конкреций — 80—300.

*Химические анализы выполнялись в ИГиГ СО АН СССР аналитиком Е. Н. Жуковым по методу Э. С. Залманзон (1966). Интенсивность ТЛ измерялась в Институте геологии и геохимии УФАН СССР В. Г. Максенковым по определенной методике (Овчинников, Максенков, 1963) и для большинства образцов параллельно в ИГиГ СО АН СССР, В. Б. Василенко.

Рыхлые бесформенные стяжения. Имеют массовое распространение в верхних горизонтах разреза (Q_{3-4}). Структура конкрециносителя пелитоморфная. В основной массе новообразования наблюдается большое количество минеральных зерен (кварц, полевые шпаты, черные рудные и др.) (табл. XXVIII). Особенности состава: значительное (20—57%) содержание нерастворимого остатка, невысокое (10—20%) — CaO. Интенсивность т. а. невелика (30—50 условных единиц).

Плотные «ядра», «журавчики» (размер 1—4 см, редко больше). Типичны для низов покровных образований и нижних отделов плейстоцена; нередко располагаются цепочками и гнездами. Как правило, имеют вокруг более или менее ярко выраженные стяжения рыхлого карбоната, качественно сходного с вышеописанными. Структура конкрециносителя тонкокристаллическая, в основном равномернозернистая. Наблюдаются следы растворения зерен кластического материала и инкрустация мелкокристаллическим кальцитом стенок каверн, образовавшихся за счет растворившихся зерен кварца (табл. XXIX). Появляются трещины синерезиса, обычно еще не заполненные новообразованиями поздней генерации (табл. XXX).

Для состава характерно пониженное против вышеописанных рыхлых отложений содержание н. о. (15—20%) и повышенное — CaO (20—40%). Интенсивность ТЛ конкреций возрастает сверху вниз по разрезу (80—245 условных единиц).

Крупные «желваки» (размер до 10—15 см в диаметре). Нередко образуют пласты и линзы. В пластовых залежах конкреции иногда несут следы перемыва. Пластовые залежи переходят во вмещающие породы постепенно. Зона перехода, лучше выраженная под залежью, представляет собой пелитоморфный карбонат, содержащий ближе к вмещающей породе кластический материал, а в направлении к пласту — плотные — «узелки» и «ядра» карбоната. Пластовые залежи встречены на двух стратиграфических уровнях N_2^3 bt и $N_1^3 — N_2^1$ čhr.

1. Верхний пласт (N_2^3 bt). Крупные жеоды, взятые из его кровли, имеют тонко- и мелкокристаллическую структуру конкрециносителя. По стенкам трещин синерезиса щетки крупных кристаллов новообразованного кальцита (табл. XXXI). Кластический материал представлен реликтами зерен кварца.

В составе понижено по сравнению с вышеописанными образованиями содержание н. о. (11—14%); CaO — повышено (40—44%). Интенсивность ТЛ возросла (282—330 условных единиц).

2. Нижний пласт ($N_1^3 — N_2^1$ čhr). Имеет максимальную по размеру степень преобразования вещества конкреций. Структура конкрециносителя мелкокристаллическая. Трещины синерезиса выполнены средне- и крупнозернистым кальцитом, который замещает также целые участки конкрециносителя (табл. XXXII). Встречаются реликты зерен кварца. В составе — невысокое содержание н. о. (6—11%); CaO — повышено (44—56%). Интенсивность ТЛ имеет максимальные значения по разрезу (450—465 условных единиц).

В подошве черлакской свиты встречены новообразования с интенсивностью ТЛ 1000 условных единиц.

Постепенное растворение зерен кластического материала конкрециносителя и увеличение интенсивности ТЛ конкреций сверху вниз по разрезу свидетельствуют о непрерывности и необратимости процесса эволюции конкреций с увеличением их возраста. Этапы этого процесса могут быть фиксированы измерением интенсивности ТЛ конкреций.

Исследование особенностей состава конкреций из разрезов позднего кайнозоя Ишимской степи позволило нам (Задкова, Максенков, 1968) придти к следующим выводам:

1. В разновозрастных толщах позднего кайнозоя Ишимской степи свечение конкреций имеет различную интенсивность: конкреции из более

древних отложений дают максимальную интенсивность ТЛ, которая постепенно уменьшается в конкрециях из наиболее молодых слоев.

2. Конкреции из отложений одного и того же стратиграфического горизонта имеют близкие по значению величины интенсивности.

3. Повышение величины интенсивности и ТЛ конкреций с глубиной контролируется постепенным уменьшением количества нерастворимого остатка в солянокислой вытяжке и степенью растворения терригенных зерен в теле конкреции, возрастающей с глубиной.

Изложенное дает возможность определять относительный возраст отложений позднего кайнозоя и их корреляции по характеру интенсивности ТЛ конкреций карбоната кальция, а также датировать различные этапы диагенеза и перерывы в осадконакоплении.

Констатируя для нашего района увеличение степени преобразования карбонатных конкреций неоген-четвертичного возраста с глубиной, что характерно для продуктов диагенеза, можно вместе с этим отметить следующее.

Обязательное присутствие малоизмененных, имеющих невысокую интенсивность свечения, рыхлых стяжений карбонатов вокруг плотных образований и под пластовой залежью свидетельствует, по-видимому, о непрерывном или, по крайней мере, периодическом «подсосе» поровых вод к новообразованию и, следовательно, о росте последнего.

Постепенная консолидация вещества от рыхлых бесформенных стяжений желваковых конкреций до пластовых залежей, отмечаемая многими исследователями не только для новообразований карбоната кальция, но и для таких полезных ископаемых как фосфориты, железные и марганцевые руды и т. д. может свидетельствовать о высокой роли вторичных процессов в формировании рудных залежей, что часто недооценивается.

ГЛАВА V

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА

Анализ данных по геологическому строению и литологии отложений послечеганского времени показывает, что своеобразный состав четвертичных отложений сложился исторически и генезис покрова не может быть объяснен в отрыве от геологической жизни региона. В истории формирования отложений позднего кайнозоя района можно выделить два основных этапа.

П е р в ы й э т а п охватывает период от начала регрессии чеганского моря по неоген включительно. С этим этапом связана стабилизация шельфовой структуры Западно-Сибирской низменности, а также усиленная нивелировка рельефа (К. В. Боголепов, 1967). Стабилизация выражалась в постепенном затухании контрастных движений на фоне чередования «тектонических пауз» с некоторыми усилениями тектонической активности при постоянном разделении тектонической системы на области седиментации и размыва. Развитие тектонических структур проходило унаследованно и было сходно с развитием тектонических структур Урала, описанных А. Л. Яншиным (1948а, б). Несмотря на длительные и разнообразные процессы нивелировки рельефа, крупные впадины продолжали оставаться депрессиями и крупные антиклинали — относительно приподнятыми участками. Это обусловило накопление осадков больших мощностей в опущенных участках по сравнению с резко сокращенными по мощности и более мелководными по своему фациальному характеру осадками, раз-

вивающимися в пределах антиклинальных структур, являющихся областями эрозии и выветривания.

На площади работ унаследованно проявились крупные отрицательные структуры — Ханты-Мансийская и Омская впадины,— основное время прогибания которых относится к меловому и палеогеновому периодам. Наряду с ними существовали различного порядка поднятия (Приказахстанская моноклиналь, Старо-Солдатский и Тобольский валы и т. д.), сосредоточенные главным образом на юге низменности, а также бесконечное множество различных превышений на местности — водораздельный мелкосопочник, мелкогорье, холмогорье и водораздельные пространства, которые подвергались беспрестанной денудации и нивелировке под действием экзогенных факторов.

С начала отступления чеганского моря по неоген отмечается две эпохи некоторого оживления тектонической активности и усиления эрозии на поднимающихся участках (время накопления осадков атлымской и нижней половины туртасской свит) и две эпохи ослабления тектонической напряженности и эрозии (время накопления осадков новомихайловской и верхней половины туртасской свит).

С периодами ослабления тектонической напряженности, сопровождавшимися некоторым выравниванием территории, связывается постепенное одряхление и отмирание гидрографической сети (В. В. Лавров, 1948). Ландшафты междуречных пространств в отличие от лесистых влажных речных долин представляются слабо облесенными и периодически засушливыми. В конце олигоценовой эпохи климат в Западной Сибири в основном был гумидным, а растительность оставалась теплолюбивой широколиственно-хвойной. Однако уже в среднем олигоцене наметилась, а позже усилилась зональность в распределении палеоботанических комплексов, связанная с началом определения климатических зон. Ландшафтно-климатическая зональность наложила отпечаток на характер отложений (углисто-лептохлоритовая формация на севере и красноцветно-карбонатная на юге). В отложениях верхнего олигоцена выделяется Зауральская титаноносная провинция (И. И. Малышев, 1957; Г. С. Момджи, 1960). Последующий размыв отложений олигоцена оказал существенное влияние на состав четвертичных пород юга Западно-Сибирской низменности.

Началу четвертичного периода на неогеновых равнинах предшествовало усиление физического и физико-химического выветривания в связи с аридизацией климата. Следы этих процессов наблюдаются в отложениях кровли аральской свиты (явления дегидратации, новообразования карбонатов кальция и др.) и в породах черлакской свиты в виде погребенных почвенных горизонтов, пластов «сливных» карбонатных конкреций и трещиноватости пород.

Предполагается, что к концу неогена сложный и длительный процесс выравнивания территории достиг своего максимума. Осадкообразование происходило главным образом в больших, но мелких озерных водоемах замкнутого типа. Судя по составу минеральных комплексов, материалом для формирования отложений служили продукты ближнего переотложения подстилающих пород третичного возраста. Динамика среды накопления осадков была исключительно слаба.

По данным многих исследователей, растительность была представлена степными ксерофитными видами. Однако климатическая зональность была уже четко выражена и северные районы низменности отличались большей увлажненностью.

Второй этап геологической истории — формирование отложений позднe- и послеиеогенового времени. Во втором этапе мы выделяем две стадии. Первая стадия охватывает период от позднего неогена до середины самаровского времени. Вторая — соответствует истории осадкообразования в послесамаровское время.

Переломным моментом геологической истории между первым и вторым этапом, согласно литологическим данным, по-видимому, следует считать время образования: низов семейкинской свиты в северных участках региона (разрезы I типа), низов кочковской свиты на участках, примыкающих к широтному течению р. Иртыш (разрезы II типа); битекейских слоев в районах неогеновых равнин (разрезы III типа), тяготеющих к Кокчетавской возвышенности. Положение указанных горизонтов в стратиграфических схемах низменности неопределенно. Однако даже самый беглый гранулометрический анализ и просмотр образцов в иммерсионных препаратах выявляет существенные отличия состава их отложений от отложений подстилающих третичных толщ. Они заключаются в увеличении медианного диаметра зерен пород и в появлении в них заметных количеств неустойчивых к химическому выветриванию минералов на всей площади региона. В. Г. Васильев (1939) считает характерным для подстилающего третичного комплекса как в Прииртышье, так и в районе Юганского бассейна низкое содержание роговой обманки и плагиоклазов. С. А. Костромин (1953) зафиксировал почти полное отсутствие в тяжелой фракции образцов из третичных отложений северной части Тобол-Ишимского междуречья таких неустойчивых к химическому выветриванию минералов, как амфиболы и пироксены. Для четвертичных отложений этого района, по его данным, характерно появление пироксенов и роговой обманки, а также отсутствие сидерита. Новообразованные стяжения сидерита в отложениях плиоцена южных районов Западной Сибири отмечали Бузулуцков и др., 1957; Зальцман, 1955; Гурова и Казаринов, 1962; и др. В. В. Добровольский (1966) также считает характерным для обломочной части четвертичных отложений Ишим-Иртышского междуречья повышенное по сравнению с отложениями неогена содержание обыкновенной роговой обманки. А. А. Земцов и М. М. Тельцова (1958), исследовавшие минеральный состав отложений квартера северо-восточных районов низменности, пришли к выводу, что «нижняя граница четвертичных отложений бассейна рек Таз и Турухан в большинстве случаев сравнительно легко устанавливается по отчетливо выраженному размыву и резкой смене минерального состава пород».

Аналогичная закономерность — отсутствие заметных количеств роговой обманки и пироксенов в тяжелой фракции подстилающих третичных отложений на всем протяжении нашей площади от районов Юганской Оби до широты пос. Киялы на Тобол-Иртышском междуречье — отмечена автором (Волкова, Волков, Задкова, 1969; Волкова, Воробьев, Задкова, 1970; и др.)

Впервые на изобилие ферримагнезиальных компонентов (оливин, пироксены, роговая обманка) и богатство минеральных ассоциаций в молодых (четвертичных) отложениях по сравнению с более древними обратил внимание Босуэлл (Boswell, 1933). Известно, что ферримагнезиальные минералы наиболее легко разрушаются в процессе химического выветривания (Dryden L., Dryden C., 1946; Jackson, Sherman, 1953; Wiesende, 1953; и др.). Ю. П. Казанский (Бгатов и др., 1962), изучавший минеральный состав мезокайнозойских кор выветривания Западной Сибири, выделил обыкновенную роговую обманку, пироксены, средние и основные плагиоклазы в первую группу наименее устойчивых минералов в профиле коры каолинового выветривания.

Увеличение полимиктовости и отложений квартера по сравнению с подстилающими третичными образованиями свидетельствует как об усилении процессов денудации, так и о неблагоприятных для процессов химического выветривания условиях в области размыва. Они показывают, что осадконакопление, проходившее в это время в основном в озерных котловинах, не могло осуществляться лишь за счет боковой эрозии третичных пород, тонкозернистых и практически лишенных неустойчивых к химическому выветриванию компонентов.

Таким образом, можно считать, что комплекс неустойчивых минералов в позднетретичных (?) и раннечетвертичных породах имеет аллохтонный генезис. Транспортировка материала осуществлялась, по-видимому, реками и была связана с поднятиями Алтайской складчатой страны. Наш вывод основан на том, что в юго-восточных участках района полимиктовый состав позднетретичных (?) — раннечетвертичных осадков (кочковская свита) более всего выражен, а сама свита имеет здесь широкое распространение.

Тобольский век считается временем хорошо развитой гидрографической сети, что, по-видимому, следует связывать с поднятием областей эрозии и денудации. Основным источником сноса оставался Алтай. В эту эпоху происходило в основном накопление аллювиальных песчано-алевритовых осадков.

Характер залегания, преимущественно хорошая окатанность и сортировка зерен, кварцевый их состав позволяют предполагать, что наряду с аллювиальными осадками в строении верхней части песчано-алевритовых образований принимают участие прибрежные фации трансгрессирующего озера-моря. При наступлении озера-моря в направлении с севера на юг его береговая линия передвигалась перед ним в этом же направлении, а дельты рек затоплялись. Комплекс аллювиальных и прибрежных фаций оказался погребенным под озерными осадками самаровского бассейна, представляя, таким образом, трансгрессивную стадию его развития. В соответствии с трансгрессивной стадией развития бассейнового (озерного?) цикла Израельского пески тобольской свиты будут иметь скользящий возраст, омолаживающийся с севера на юг.

Таким образом, в северной части региона (севернее широты пос. Надцы) в самаровское время существовал крупный водоем. Береговая линия его была, по-видимому, сильно изрезана. Полоса между широтами пос. Надцы и г. Ишима, а возможно и несколько южнее, представляла собой переходную зону. Южнее располагалась приподнятая озерно-аллювиальная равнина.

Ближайшей и основной областью, откуда происходит привнос материала для северных участков нашего региона (разрезы I типа) в самаровское время, были районы, лежащие от нее к северо-востоку, и минеральные комплексы, поступавшие в бассейн седиментации, мало чем отличались от комплексов терригенных минералов квартера низовьев Енисея. Вместе с этим речные воды транспортировали с юго-востока продукты эрозии кислых кристаллических пород Алтайской горной страны, поэтому в среднечетвертичных отложениях Притюкалинской равнины постоянно повышено содержание плагиоклазов (альбит-олигоклаза) и роговой обманки. Это влияние постепенно исчезает в низовьях Иртыша. Флювиальные потоки, текущие с Кокчетавской возвышенности и Южного Урала, сносили в бассейн материал более седиментационно зрелый за счет размыва древних осадочных толщ и кор выветривания. Особенно четко зрелость минеральных комплексов проявляется в отложениях Ишим-Тобольского междуречья. Устойчивость минеральных комплексов объясняется переотложением олигоценовых кварцевых песков, а также длительным, практически не прекращающимся, действием экзогенных сил в условиях приподнятой суши и мелководных бассейнов с резко окислительным режимом осадконакопления. По литологическим данным геоструктурные условия здесь были наиболее стабильными по сравнению с другими рассматриваемыми участками.

Наименее ясны агенты транспортировки материала в северной части региона работ от основной северо-восточной области питания в зону Ханты-Мансийской и Юганской впадин (разрезы I типа). Большинство геологов (Высоцкий, 1896; Громов, 1934; Васильев, 1939; Сакс, 1953; и др.) к северу от широты пос. Семейка выделяют континентальную ледниковую морену стадии максимального оледенения. В районе Тоболь-

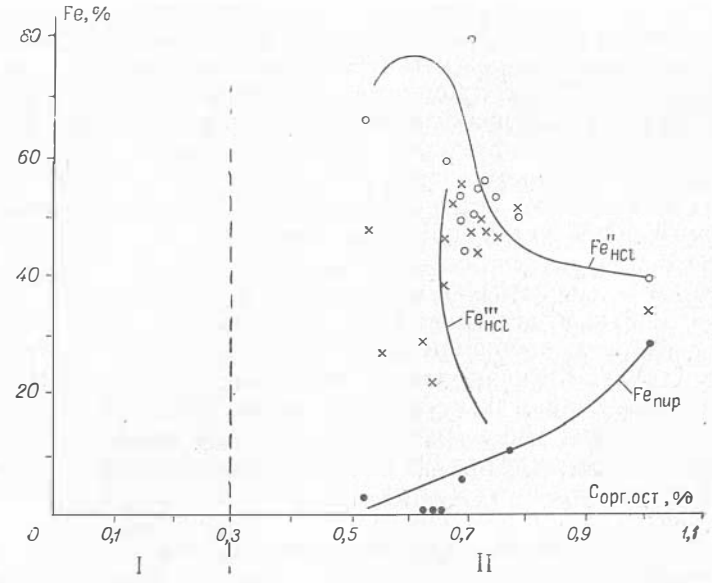


Рис. 19. Формы железа в среднечетвертичных (Q_2sm) отложениях в разрезах района исследований севернее р. Демьянки. Фации: I— красноцветная окислительная, II — сероцветная сидерит-шамозитовая.

ского «материка» (Шацкий, 1955, 1964; Краснов, Заррина, 1964; Волкова, 1966; и др.). самаровскому горизонту соответствуют водно-ледниковые образования, слабо сортированные и содержащие валуны и гальку со знаками ледниковой обработки. В последние годы существование материкового оледенения севернее площади наших работ (Сургутское Приобье) поставлено под сомнение (Кузин и др., 1961, 1965; Загорская, 1961 и т. д.). Некоторые особенности строения и состава отложений косвенно подтверждают эту точку зрения. Так, данные по балансу форм реакционноспособного железа, как было показано выше, однозначно указывают на повышенную соленость вод самаровского бассейна. Осадкообразование проходило в среде, близкой к восстановительной. На всем протяжении от пос. Семейка до пос. Надцы баланс форм железа в образцах из озерных отложений Q_2sm отвечает сероцветной сидерит-шамозитовой фации. Фациальная диаграмма баланса форм железа (рис. 19) для разрезов, лежащих севернее р. Демьянки, близка по конфигурации к диаграмме соотношения аутигенно-минералогических форм железа в осадках Охотского моря (Бродская, 1958; Страхов, 1962). Пиритное железо связано с глинами (упорядоченное распределение) и его повышенные значения наблюдаются в верхней пачке самаровских слоев. Отношение $\frac{Fe_{пир}}{C_{орг}}$ является градиентом солености вод бассейна, имеет в этой части разреза значения выше 0,06 и находится в пределах, соответствующих слабосолоноватоводной среде (Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон, 1955).

Данные по балансу форм железа показали хорошие результаты при палеогеографических реконструкциях условий осадконакопления в мезозое и кайнозое Западной Сибири (А. Э. Конторович, 1964; Сухорукова, Гудина, 1969; и др.).

Однако морской фауны в породах самаровского горизонта пока не найдено. Для решения вопроса требуются специальные исследования в этом направлении.

По литологическим данным, самаровское время является переломным моментом в четвертичной истории низменности. Характерная для раннечетвертичного времени тенденция к усилению эрозионных процес-

сов, к ускорению осадконакопления и, по-видимому, к похолоданию климата, протекавших волнообразно, то усиливаясь, то затухая, достигла в первой половине самаровского времени своего максимума.

Закономерность этих процессов четко фиксируется в определенной последовательности изменений состава отложений квартера от менее полимиктовых отложений плиоцен-раннечетвертичного возраста до ярко выраженных полимиктовых пород (загрязненные граувакковые аркозы) самаровского горизонта. Эти две толщи разделены тобольскими слоями с комплексом более устойчивых минералов, но гораздо менее зрелым, чем комплекс минералов третичных пород региона.

Совершенно закономерно распределение минеральных комплексов и по площади. Так, не оставляет никакого сомнения, что отложения самаровского горизонта района пос. Семейка на Иртыше, междуречья Б. Салыма и М. Балыка, а также бассейнов рек Ильяка и Ларь-Еган накапливались в едином бассейне, для которого был характерен единый режим седиментации. Однообразие минерального состава (>30% пироксенов в тяжелой фракции) указывает на единый источник поступления материала, чуждый по своему составу породам горных областей, лежащих к югу от него.

Песчаные отложения, непосредственно подстилающие самаровские слои, представляют в нашем регионе отложения прибрежной зоны трансгрессирующего самаровского бассейна. Со второй половины самаровского времени бассейн перешел в регрессивную фазу своего развития. С этого момента и до конца верхнечетвертичного времени литологические особенности отложений фиксируют затухание эрозионных процессов, уменьшение скорости осадконакопления и потепление климата. Процесс этот, по-видимому, проявлялся унаследованно от тектонических движений мезокайнозоя (Боголепов, 1967) и проходил (для районов распространения разрезов I и II типа) закономерно и ритмично. В послесамаровское время прослеживаются еще две эпохи некоторого усиления эрозионных процессов (Q_2^4, Q_3zr), а также эпохи пассивной жизни страны (Q_3kz) при однонаправленном процессе понижения базиса эрозии за счет нивелировки рельефа. В разрезах III типа ритмичность в строении разрезов четко не прослеживается.

Во второй половине самаровского времени сокращение размеров бассейна и его обмеление повлекло за собой усиление выравнивания территории за счет плоскостного смыва и склоновых денудационно-аккумулятивных процессов. В осадках четко фиксируется увеличение роли устойчивых минералов. Мы связываем этот факт со сносом в бассейн седиментации продуктов непрерывно идущего почвообразования и выветривания на водораздельных и повышенных участках, выведенных на поверхность. Вследствие делювиально-пролювиальных процессов, направленных на выравнивание рельефа, в пониженные участки речных долин, эрозионные углубления и обмелевший бассейн седиментации сносились продукты выветривания пород с водоразделов и повышенных участков. Склоны, судя по тонкому глинистому составу отложений, были пологими, с мало заметными превышениями над основным уровнем поверхности.

Склоновые процессы играли главную роль в накоплении лессового материала на участках рассматриваемых водораздельных пространств, площадь которых с уходом бассейна все более расширялась (Мавлянов, 1958; Шанцер, 1965; и др.). Вместе с этим морфологические признаки лессовых пород (пористость, известковистость и т. д.) нельзя объяснить только плоскостным смывом. Из рассмотрения неперемещенных внутриформационных кор выветривания совершенно очевидно, что процесс формирования лессовых свойств пород протекал при непосредственном участии процессов поверхностного выветривания in situ (Никитенко, 1958; Минервин, 1958; и др.).

Процессы выветривания, которые на приподнятых участках юга региона начались раньше, чем на северных, позже освободившихся от бассейновых вод, действуя на породы различной степени зрелости, завершали формирование лессового облика отложений. Согласно унифицированной стратиграфической схеме, формирование первого (нижнего) горизонта лессовидных суглинков во внеледниковой зоне относится к самаровскому времени. По нашим данным, накопление и окончательное приобретение специфических свойств лессовидных суглинков (первого горизонта) произошло в основном в конце самаровского и в мессовско-ширтинское время и было связано с осушением территории, развитием склоновых процессов и поверхностным выветриванием, протекавшим в две стадии (до склонового смыва и после отложения in situ).

В тазовский век область денудационной суши расширилась, что мы связываем с некоторым поднятием Алтае-Саянской горной страны. Вся площадь региона была площадью аккумуляции прибрежных, береговых, а затем аллювиальных фаций продвигавшихся на север вслед за отступавшим самаровским бассейном. Тесная связь отложений трансгрессивной стадии с регрессивной хорошо прослеживается в распределении по разрезу кремнезема и глинозема (см. рис. 4).

Для определения генетической и фациальной принадлежности песчаных и алевритовых отложений тазовского и тобольского горизонтов мы построили генетическую диаграмму по методу Р. Пассега (Passega, 1957). Р. Пассега, исследовав современные песчано-алевритовые отложения из различных климатических и фациальных зон, установил основные типы ареалов разброса точек на диаграмме СМ, соответствующие главным фациальным типам (рек и направленных течений, мутьевых потоков, осадков спокойной воды и фации пляжа). На диаграмме СМ (рис. 20,А) нанесены на ось абсцисс медианные (Md), а на ось ординат — максимальные (С) размеры зерен образцов отложений тобольского и тазовского горизонтов (пересчет на песчано-алевритовую массу). Из рис. 20 видно, что точки легли в ареалы, определяющие поля пляжевых песков и мутьевых потоков. Образцы из самаровских слоев представляют фацию лагуны и направленных течений.

В качестве сравнительного материала ниже приводится также фациальная диаграмма Р. Пассега, построенная нами для равнинных рек Ока и Днепр (по данным А. А. Лазаренко, 1964). Как видно из рисунка, точки СМ образцов аллювия укладываются в ареал, определенный Р. Пассега для рек (рис. 20, Б).

Формирование прибрежных и береговых фаций самаровского бассейна протекало в условиях сильно изрезанной береговой линии и при наличии остаточных бассейнов. В южных районах (разрезы II типа) это сказалось в образовании остаточных озер с натриево-сульфатным составом вод, что отражает новообразования гейлюссита, широко распространенные в породах данного типа разрезов.

Со среднечетвертичной эпохой (время максимального поднятия уровня самаровского бассейна) мы связываем начало образования грядового рельефа неогеновых равнин. О генезисе и возрасте грив существуют различные представления, из которых наиболее распространены эрозионная и эоловая гипотезы.

Данные литологических исследований образцов пород, слагающих гривы, подтверждают эоловую гипотезу происхождения грив. В гривах Тобол-Ишимского междуречья основным компонентом пород является мелкозернистый кварцевый песок — продукт ближнего переотложения (перевевания) олигоценовых песков (Яншин, 1949). Вторым важным компонентом скелета гривных отложений является «глиняный песок» — продукт эолового переноса (Волков, 1961). По нашим данным, глинистое вещество глинянных песчинок состоит преимущественно из монтмориллонита, минерала, характерного для почв сухих степей. Способностью

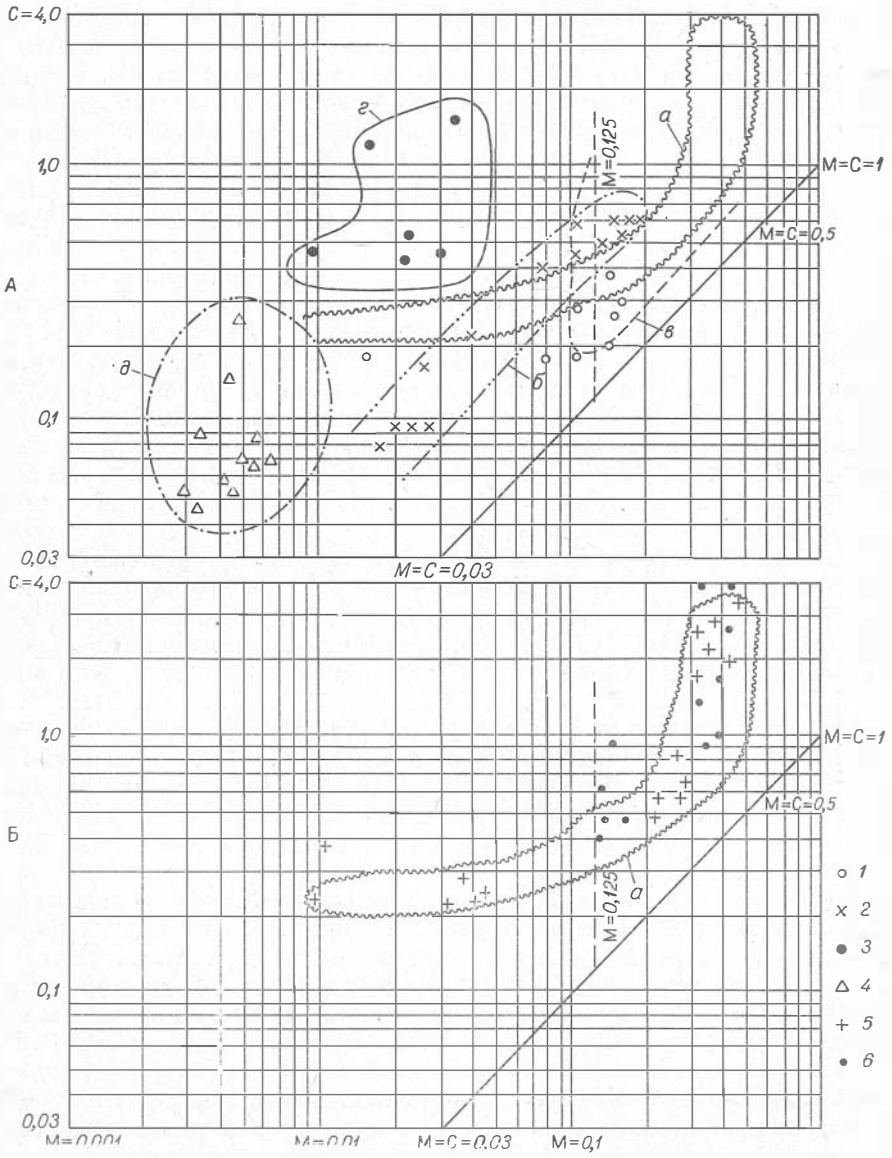


Рис. 20. Генетическая диаграмма для образцов.

А — из отложений свит: *1* — тобольской; *2* — тазовской; *3* — самаровской; *4* — зырянской. Б — для аллювия рек: *5* — Оки, *6* — Днепра (по данным А. А. Лазаренко, 1964). Генетические поля: а — рек и направленных течений; б — мутных потоков; в — пляжа; г — лагуны; д — глубокого озера и залива.

монтмориллонитового субстрата давать при высыхании трещины, по-видимому, и следует объяснять высокую эрозионную способность почв этих районов. Продукты эрозии после выдувания отлагались на местности. В покровных отложениях грив и плоских равнин глиняные зерна нередко образуют линзовидные микропрослои. Накопление эоловой пыли и процессы перевевания отложений продолжались и в последующие этапы четвертичной истории.

Для понимания стратиграфии четвертичных отложений района нужно учитывать, что песчано-алевритовые, аллювиальные и прибрежные отложения, подстилающие (тобольская свита) и перекрывающие (тазовская свита) самаровские слои, в зоне выклинивания будут иметь скользящий возраст, соответствующий трансгрессивной и регрессивной стадиям развития самаровского бассейна.

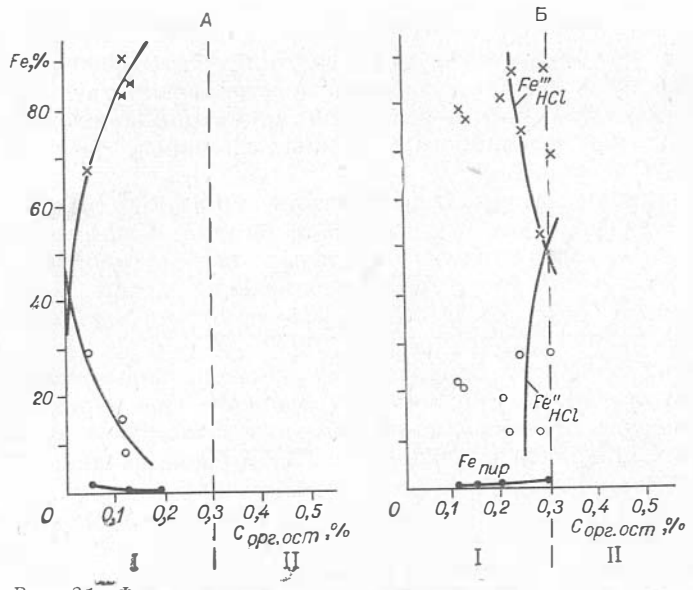


Рис. 21. Форма железа в верхнечетвертичных отложениях:
А — Ишим-Тобольского междуречья (канава Л-22 и скв. 13);
Б — Обь-Иртышского междуречья (скв. 627 и 469).

В казанцевское время в осадконакоплении произошел региональный перерыв, который характеризуется широким развитием процессов выветривания, наложивших свой отпечаток на минерально-зрелые отложения конца тазовской эпохи. Образование последних было связано с делювиально-пролювиальным способом выравнивания территории (путем смыва продуктов выветривания) водораздельных пространств в пониженные участки речных долин. Последующие процессы выветривания наложили свой отпечаток на характер отложений, придав им морфологические признаки лессов. Таким образом, вторая половина тазовского и казанцевское время соответствуют образованию на междуречьях второго (среднего) горизонта лессовых пород.

В зырянское время осадконакопление проходило в мелководных озерных, аллювиальных и субаэральных условиях, что отразилось в литологии отложений. В балансе форм реакционноспособного железа образцов пород из этой толщи основную роль играют окисные формы; все растворимое железо ложится на диаграмме $Fe_{пир} : C_{орг}$ в поле красноцветной окислительной фации (рис. 21). Основной источник сноса находился на юго-востоке, откуда в большом количестве поступали продукты разрушения пород, содержащие в своем составе значительное количество роговых обманок. Связь с северо-восточными районами уже не возобновлялась. Под влиянием процессов поверхностного выветривания склонового смыва и последующего выветривания in situ был сформирован третий (верхний) горизонт лессовых пород — покровные отложения региона.

Таким образом, формирование покрова северных участков нашей территории началось в гораздо более позднее время (позднезырянское), чем на неогеновых равнинах (тазовско-зырянское). Этим мы объясняем слабую выраженность лессовых свойств пород покрова в северных участках исследуемого района.

В районе третичного плато на междуречьях продолжал формироваться гривный рельеф. При этом решающую роль играл эоловый фактор. Вместе с этим исследования показали, что в покрове межгривных понижений и западин в гранулометрическом спектре преобладают частицы диаметром $<0{,}01$ мм ($>80\%$). Мы полагаем, что значительную роль наряду с эоловым привносом пыли в их образовании играл склоновый смыв тон-

кого материала с окружающих повышений местности. Делювиально-пролювиальные процессы по всем признакам имели наиболее существенное значение при образовании покрова Ишим-Иртышского междуречья, где их состав тесно связан с составом подстилающих третичных образований и представлен преимущественно монтмориллонитовыми глинами с примесью песчано-гравийного материала из пород, распространенных на Казахском нагорье.

С отступанием бассейна седиментации климат региона становится все более континентальным, с суровыми зимами. Следствие этого процесса — высокое содержание алевритовых частиц (продукт морозного выветривания) в отложениях средне-верхнечетвертичного возраста в разрезах I и II типа (табл. XXXIII), что было подмечено многими исследователями.

Со второй половины самаровского времени прослежено ритмичное изменение климатических условий во времени. Оно выражается в ритмичных изменениях минеральных комплексов по разрезу. Отношения неустойчивых минералов к устойчивым (КН) меняются примерно в одних и тех же пределах во всех трех ритмах разрезов I и II типа. Такая же закономерность наблюдается в выносе щелочных и щелочноземельных металлов из решеток глинистых минералов. И наконец, близки между собой пределы гидратированности глинистых минералов в каждом ритме разрезов одного и того же типа, хотя и наблюдается тенденция к увеличению гидратированности глинисто-слюдистых минералов вверх по разрезу средне-четвертичных отложений.

Однако, сравнивая минеральные и геохимические показатели, можно заключить, что в истории развития климата не было эпох с идентичными для всего региона условиями. Климатическая зональность была выражена в четвертичном периоде постоянно. Этот вывод особенно хорошо подтверждается составом новообразований. Так, известковистые конкреции, свидетели недостаточной влажности климата, полностью отсутствуют в разрезах на широте Ханты-Мансийска и постоянно приурочены к иллювиальным горизонтам пород в разрезах на широте г. Петропавловска.

Некоторое изменение климата в сторону увлажнения наблюдалось в южных районах лишь в эпоху максимального стояния вод самаровского бассейна.

Судя по составу пород, наиболее мягким — влажным и теплым («приморского» типа) — в средне-верхнечетвертичное время был, по-видимому, климат времени образования верхней части тазовской и казанцевской свит, формировавшихся в береговой зоне отступавшего Самаровского озера-моря.

Большое значение играют в формировании лессовых пород климатические факторы. Судя по строению разрезов и характеру изменения минерального и химического состава осадков, можно с уверенностью сказать, что образование лессовых пород района тесно связано с регрессивной фазой развития самаровского бассейна, а следовательно, и с осушением территории. Однако было бы неправильно связывать осушение с резким увеличением сухости климата. О достаточно влажном климате в течение всего средне-верхнечетвертичного времени в районах севернее р. Демьянки свидетельствует постоянное повышенное по сравнению с южными районами содержание в почвах $C_{орг.ост}$ (0,6—1,0%). В этом смысле представляет также интерес характер изменения ИК-спектров глин.

ИК-спектры глин каждого типа разрезов значительно отличаются друг от друга по своим параметрам. Так, наименее гидратированы глины из разрезов южных районов площади (III тип разрезов). Наиболее гидратированы глины разрезов северо-западной части Обь-Иртышского междуречья, лежащие в зоне нормально развитого химического выветривания. В направлении на юг сухость климата повышалась.

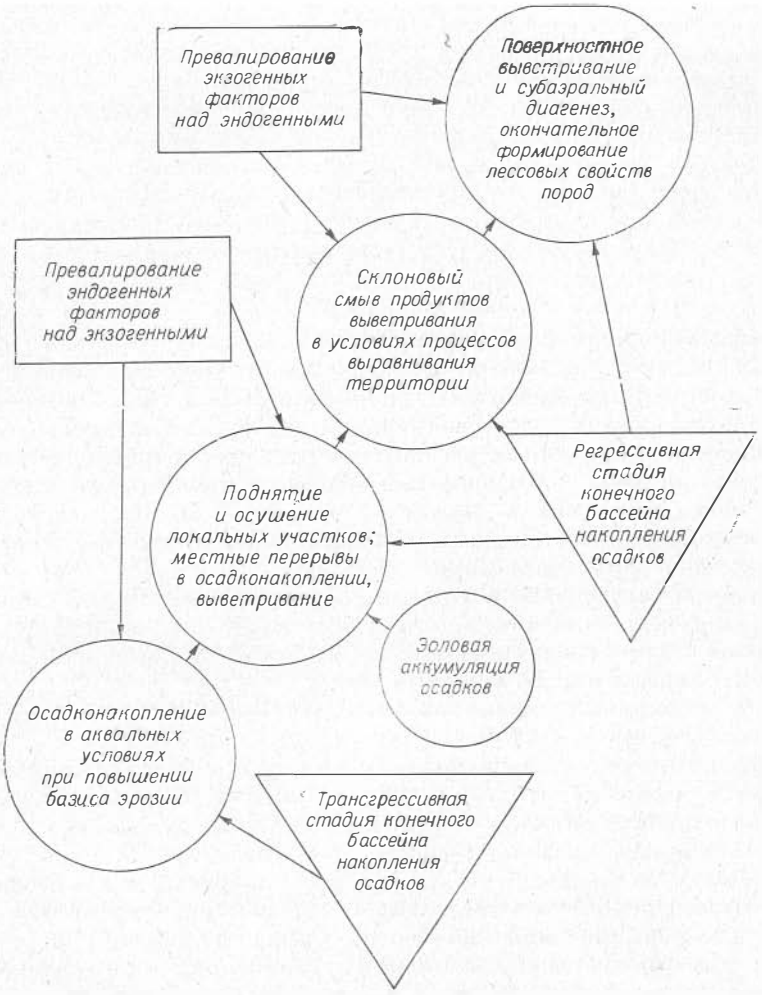


Рис. 22. Схема формирования пачки лессовидных пород.

Заканчивая характеристику истории образования лессовых пород региона, можно отметить, что схема образования каждого горизонта лессовых пород нам представляется в виде, изображенном на рис. 22. При этом лессообразование могло начаться с любой из указанных стадий в зависимости от характера накопления материала — от осадков крупного озера-моря (I тип разрезов) до эоловых образований (разрезы III типа).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лессовые породы рассматриваемой площади — продукты длительного геологического развития. Образование их тесно связано с начавшимся усилением тектонической стабилизации региона в послечеганское время, протекавшей волнообразно при проявлении ритмично повторявшихся дифференцированных нетектонических движений и смены эпох похолодания эпохами потепления. Ритмичная смена условий осадкообразования четко выражена в характере изменений литологических показателей соотношения устойчивых и неустойчивых минералов, гидратации глинистых минералов, окисления и т. д.

С началом четвертичного периода совпадает оживление тектонической жизни страны и похолодание климата. Эти процессы усиливались волнообразно вплоть до середины самаровского времени. Со второй половины самаровского времени как в северных, так и в южных районах происходит затухание эндогенных процессов при все большем увеличении роли экзогенных факторов.

С отложениями, охарактеризованными верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом, связано образование лессовидных горизонтов. Лессообразование протекало в условиях отступания конечного водоема стока при широком развитии экзогенных процессов на суше, главные из которых — склоновый смыв, эоловые процессы и выветривание. Выветривание проходило в две фазы: до и после транспортировки осадка. Завершение формирования лессового облика отложений происходило в эпохи значительного выравнивания территории при региональных перерывах в осадконакоплении и усилении процессов выветривания.

Региональный характер выравнивания территории подтверждается тем фактом, что прослеженные нами перерывы в осадконакоплении на междуречьях по времени совпадают с эпохами усиления процессов выветривания и лессообразования (Q_2m, Q_3kz), отмеченных на соседних площадях (Никитенко, 1957, 1963; и др.; Минервин, 1958, 1959; и др.). Более того, образование площадной коры выветривания в рисс-вюрмское время отмечено А. И. Климашаукас и А. И. Гайгалассом (1963) на территории Литвы, а М. Ф. Векличем (1961) на юго-западе Русской равнины. Перерывы в осадконакоплении начинались на локальных участках и постепенно распространялись на большую площадь.

В отличие от песчаных толщ тобольской и тазовской свит, не имеющих, по нашему мнению, стратиграфического значения, недоразвитым корам выветривания мессовско-ширтинского и казанцевского времени мы склонны придавать стратиграфическое значение.

Вместе с этим выравнивание территории не было предельным. Факты показывают, что область плиоценовых равнин всегда была приподнята и более стабильна по сравнению с северными (Ханты-Мансийская впадина), юго-восточными (Омская впадина) участками региона. Состав песчано-алевритовой части пород по всему разрезу квартера плиоценовых равнин кварцево-олигомиктовый по сравнению с более северными участками, где распространены полимиктовые породы. С одной стороны, данный факт объясняется тем, что территория плиоценовых равнин более древняя.

Процессы выветривания, носившие здесь физико-химический характер, практически не затухали, что в значительной мере обусловило зрелость минеральных комплексов. Поскольку продуктов разрушения кристаллических пород в бассейн седиментации поступало мало, можно заключить, что тектонические движения в новейшее время в этой части региона были довольно слабы и носили характер медленных эпейрогенических движений преобладающе-положительного знака. Вместе с тем наличие элювиальных горизонтов, характер гидратации глинистых минералов и особенно характер изменения величины термолюминесценции продуктов выветривания — карбонатных конкреций — с убедительностью говорят, что и в этой области имели место эпохи усиления процессов выветривания, которые, по-видимому, примерно совпадали по времени с эпохами усиления выветривания в областях с нормальным режимом тепла и влаги.

Несколько отличалось от общего плана развитие юго-восточных участков площади. Судя по характеру минерального состава отложений (высокое содержание кислых и средних плагиоклазов), максимальное прогибание района Омской впадины (а следовательно, и поднятие Алтае-Саянской горной страны) совпадает с концом неогена (?) — началом четвертичного периода (кочковская свита). Последующие этапы истории развития этого участка района протекали в условиях затухания эрозионных процессов и накопления осадков в субаэральных и мелководных озерных условиях с резкоокислительным режимом седиментации.

И наконец, геологическая история северных участков была тесно связана с периодическими прогибаниями и обводнениями территории. Не имея материалов по примыкающим к ней с севера участкам, мы не можем судить о их причинах.

Судя по характеру минерального состава в четвертичное время, в районе исследований прослеживается лишь одно значительное обводнение территории, совпадающее с самаровским временем. Тобольские и тазовские слои мы считаем продуктами развития речной сети и прибрежных отложений Самаровского озера-моря. Песчано-алевритовые аллювиальные и прибрежные отложения (тобольская и тазовская свиты), непосредственно подстилающие и перекрывающие самаровские слои, в зоне выклинивания на междуречье Оби и Иртыша будут иметь скользящий возраст, соответствующий трансгрессивной и регрессивной стадиям развития самаровского бассейна. В связи с этим они не могут иметь самостоятельного стратиграфического значения.

По нашим данным, процесс аккумуляции грив на плиоценовых равнинах начался в эпоху максимального стояния уровня вод самаровского бассейна; песчаные отложения грив представляют собой древние береговые дюны — продукт перевевания аллювиальных и пляжевых песков. Локально следы самаровского бассейна прослеживаются далеко на юге (южнее широты г. Петропавловска). Однако они имеют здесь весьма небольшую мощность (3—4 м). Поэтому, по нашему мнению, пока нет оснований считать, что воды самаровского бассейна через туррайскую долину сбрасывались на юг (Краснов и др., 1964).

Климат эпох накопления лессовидных суглинков, судя по их положению в разрезе, был прохладным, промежуточным между наиболее холодным этапом (серединой холодных эпох) и теплыми, межледниковыми (?) эпохами. В связи с отступанием конечного водоема стока и осушением территории на междуречьях в это время, по-видимому, усиливался дефицит влаги.

В истории средне-верхнечетвертичного времени в целом эволюция климата протекала волнообразно в направлении потепления и некоторой аридизации климата.

Наряду с колебаниями климата во времени климатическая зональность на площади была хорошо выражена начиная с неогена, на что впервые обратил внимание Н. М. Страхов (1962). Климатическая зональность

хорошо доказывается характером новообразований — продуктов выветривания и субаэрального диагенеза. Так, унаследованно с конца самаровского времени в разрезах севернее широты Надцы в профилях 3, 4 и 5-го ритмов осадконакопления прослеживаются новообразования гидроокислов железа — свидетели влажного и умеренного климата и усилений процессов химического выветривания; известно, что отложения этой зоны практически бескарбонатны. На плиоценовых равнинах в иллювиальных горизонтах широко распространены конкреции карбоната кальция, говорящие о том, что поверхностное выветривание протекало в условиях дефицита влаги и усиления процессов физико-химического выветривания. В промежуточной между ними зоне (лесостепная полоса) смешанный состав новообразований (стяжений гидроокислов железа и карбонатов кальция) свидетельствует о недостаточной влажности климата. Климатической зональностью, унаследованно проявлявшейся в районе работ с конца неогена, мы объясняем специфику состава лессовидных суглинков разрезов I, II и III типа. Так, процессы химического выветривания наложили свой отпечаток на свойства лессовидных бескарбонатных суглинков зоны с нормальным увлажнением (I тип разрезов). Засушливый климат обусловил «карбонатный» тип выветривания при формировании лессовидных пород третичного плато (разрезы III типа).

Термины «лессовидные породы» и «лессы» хотя и приняты в данной работе для формализации понятий, однако в значительной мере являются искусственными. Успехи в изучении гипергенных и склоновых процессов не оставляют сомнения, что при дальнейшем исследовании как «лессы», так и «лессовидные породы» будут отнесены к одному генетическому типу, поскольку они являются продуктом действия одних и тех же агентов склонового смыва, выветривания, а также эоловых процессов. Каждый из этих процессов по-разному и с различной интенсивностью проявляется в отдельных климатических зонах и геологических условиях, что и определяет различия в составе и свойствах «типичных лессов» и «лессовидных суглинков».

При изучении вещественного состава отложений выявлена еще одна особенность. Как было показано выше, лессовые породы региона имеют различный минеральный и гранулометрический состав в пределах каждого из изученных междуречий. Дополнительная граница намечается по широте р. Туртас или несколько севернее (южная граница распространения пироксенов). Это свидетельствует о том, что с развитием речных артерий вслед за отступавшим Самаровским озером-морем междуречные участки обособились и в последующие этапы четвертичной истории уже не обводнялись.

Литература

Авдусин П. П. О гранулометрическом и минералогическом составе аллювия некоторых рек Сибири. — Тр. Ин-та нефти АН СССР, 1956, т. VII.

Антыпко Б. С. Неогеновая система.— Геология СССР, т. XIV. Западно-Сибирская низменность, ч. I. М., «Недра», 1964.

Архипов С. А., Худяков Г. Н. Об основных принципах расчленения и корреляции антропогеновых отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского «материка» на р. Оби.— Решения и тр. Межвед. совещ. по разработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Архипов С. А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири». Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1964, вып. 44.

Братов В. И., Казанский Ю. П., Казаринов В. П. Теоретические основы формационного анализа.— В сб. «Литолого-формационный анализ осадочных толщ». Новосибирск, СНИИГГиМС, 1962.

Бер А. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовьев Тобола.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, нов. серия, отд. геол., 1938, т. XVI, вып. I.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.

Болдырев А. И., Михеев Е. К. Минералы, встречающиеся в почвах, и возможность количественного их определения методом инфракрасной спектроскопии.— В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 7. Изд-во Львовского ун-та, 1966.

Боч С. Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижнесосьвинского и Кондинского краев Западно-Сибирской низменности — Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода, т. 5, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., ИЛ, 1965.

Бродская Н. Г., Мордова Т. Г. Форма железа в современных осадках Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 1.

Бузулуцков Ф. С., Гурова Т. И., Коробейникова Л. И., Плуман В. В., Сорокина А. Г., Яскина Е. Г. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М., Гостоптехиздат, 1957.

Бузулуцков Ф. С., Волкова В. С. Некоторые данные о минералогическом составе четвертичных отложений Тобольского материка.— В сб. «Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири». Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1964, вып. 44.

Васильев В. Г. Опыт применения минералогического состава к изучению мезокайнозойских рыхлых отложений нижнеобского бассейна.— Вестник ЗСГУ, № 3. Новосибирск, 1939.

Веклич М. Ф. Ископаемые почвы в четвертичных отложениях юго-западной части Русской равнины. Четвертичный период, вып. 13—15, кн. VI. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.

Волкова В. С., Панова Л. А. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега Иртыша.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1964, вып. 44.

Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, «Наука», 1966.

Волкова В. С., Волков И. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения юго-западной части Западной Сибири.— В сб. «Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности». Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1967.

Волкова В. С., Воробьев А. И., Задкова И. И. Строение и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. Новосибирск, «Наука», 1970.

Волков И. А. О строении, залегании и происхождении лессовидных отложений Северного Казахстана.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1960, № 1—8.

Волков И. А. О древнем рельефе Ишим-Тобольского междуречья.— Геология и геофизика, 1961, № 9.

Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. М., «Наука», 1969.

Волков И. А. Ишимская степь (рельеф и покровные лессовидные отложения). Новосибирск, «Наука», 1965.

Волков И. А., Волкова В. С. О позднеплиоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.

Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири.— Геол. исслед. и развед. работы по линии Спб. жел. дор., 1896, вып. V.

Герасимов И. П., Величко А. А., Морозова М. Л., Фаустова М. А. Микроморфологический метод в изучении лессовых образований и первые результаты его применения.— В сб. «Современный и четвертичный континентальный литогенез». М., «Наука», 1966.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Глассон В. В., Тимохин Е. В., Вязников Е. П. Опыт применения экспрессного активационного анализа для определения алюминия, кремния и марганца в образцах горных пород.— В сб. «Геофиз. работы при решении геологич. задач в Вост. Сибири». М., Гостоптехиздат, 1961.

Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби.— Тр. комиссии по изуч. четвертич. периода, т. 1, вып. 2. М., 1934.

Громов В. И. Остатки млекопитающих из четвертичных отложений в низовьях рек Оби и Иртыша.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1937, т. XV, вып. 2.

Громов В. И., Вангенгейм Э. А., Никифорова К. В. Этапы развития антропогеновой фауны млекопитающих как отражение этапов развития Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 1.

Громов И. М. Материалы по истории грызунов Нижнего Урала и Северного Прикаспия.— Тр. Зоологич. ин-та, т. XXII. Изд-во АН СССР, 1957.

Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. М., Гостоптехиздат, 1962.

Дементьев В. А. Геоморфологический очерк долины р. Назым и прилегающей части долины р. Оби.— Изв. Всес. географ. об-ва, 1936, № 4.

Драверт П. Л. Разрез правого берега Иртыша под г. Тобольском.— Уч. тр. Спб. ветерин. ин-та, вып. 5. Омск, 1923.

Драверт П. Л. Материалы к геологическому познанию правобережья Иртыша.— Тр. Спб. сельхоз. акад., т. III. Омск, 1924.

Драверт П. Л. К минералогии кайнозойских отложений Обь-Иртышского бассейна.— Изв. Зап. Спб. отд. Росс. географ. об-ва, т. V. Омск, 1929.

Драверт П. Л. К минералогии осадочных отложений Западно-Сибирской низменности.— Тр. Спб. ин-та сельхоз., т. XIII, вып. 1—2. Омск, 1930.

Добровольский В. В. Карбонатные стяжения в почвах и почвообразующих растворах центрально-черноземной области.— Почвоведение, 1956, № 5.

Добровольский В. В. Характеристика гипергенеза четвертичных отложений Северного Казахстана.— Геология, 1959, № 2.

Добровольский В. В. Дисперсные гидрослюды из четвертичных отложений Северного Казахстана.— Тр. Минералог. музея АН СССР, 1961, вып. 12.

Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.

Ершова Г. И. О классификации и номенклатуре обломочных пород.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений.— Тр. Лаборат. геол. угля ГИН АН СССР, 1955, вып. 5.

Загорская Н. Г. Особенности плейстоценовых оледенений севера Западной Сибири в свете новых данных.— В сб. «Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока». Л., ВСЕГЕИ, 1961.

Задкова И. И. Геохимическая корреляция резервов канско-ачинской юры.— Геология и геофизика, 1966, № 3.

Задкова И. И., Максенков В. Г. Корреляция отложений позднего кайнозоя Ишимской степи по данным термолюминесценции конкреций.— Геология и геофизика, 1967, № 8.

Задкова И. И. Этапы формирования конкреций и их термолюминесценция.— Докл. АН СССР, 1968.

Задкова И. И., Тарасенко Я. С. Литология неоген-четвертичных отложений района пос. Смыково.— В сб. «Четвертичная геология и геоморфология Сибири», ч. II. Новосибирск, «Наука», 1969.

Задкова И. И., Поспелова Л. Н., Симонова В. И. Микроэлементы в глинах позднего кайнозоя Ишим-Тобольского междуречья.— В сб. «Неоген Западной Сибири». М., «Наука», 1968.

Зайонц И. Л., Зилинг Д. Г., Крапивнер Р. Б. О ярусности аккумулятивного рельефа бассейна р. Оби.— В сб. «Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий». Л., Изд-во НИИГА, 1967.

Залманзон Э. С. Определение форм железа в осадочных породах. Литология и полезные ископаемые. М., «Наука», 1966, № 3.

Зальцман М. Г. Олигоцен. Геология СССР, т. XIV. Западно-Сибирская низменность, ч. I. М., «Недра», 1964.

Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности.— Матер. по четв. геол. и геоморф. СССР, ВСЕГЕИ, вып. 4. Л., 1961.

Земцов А. А., Тельцова М. М. Минералогический состав четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. Вестник Зап. Сиб. и Новосиб. геологоуправлений, № 2. Новосибирск, 1958.

Зенкович В. П. Некоторые элементы динамики края нильской дельты. В сб. «Новые исследования береговых процессов». М., «Наука», 1971.

Иванова Е. Н. Глинистые породы мезокайнозоя юго-западной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 140.

Ильин Р. С. Геология низовьев Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Б. Атлыма.— Матер. по геологии Зап.-Сиб. края. Вып. 36. Томск, изд. Зап. Сиб. геол. треста, 1936.

Ильин Р. С. Происхождение лессов в свете учения о зонах природы, смещающихся в пространстве и времени.— Почвоведение, 1935, № 1.

Кадкина Э. Л. Фациальная характеристика аллювиальных отложений долины р. Оби в ее среднем течении.— Вестник МГУ, серия биологии, почвоведения, геологии, геофизики, № 1. М., 1959.

Казанский Ю. П. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Ильяка и Ларь-Еган, левых притоков р. Оби.— Тр. Томского гос. ун-та, 1954, т. 132.

Казанский Ю. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Б. Дубчес, Сым и Б. Кеть.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 135, серия геол. Томск, 1956.

Казанский Ю. П. Дельтовые фации в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Дельтовые и мелководные морские отложения». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.

Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. К палеогеографии четвертичного периода внеледниковой области Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, т. 64.

Кассин Н. Г. и др. Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан, ч. I. Геологическое описание. Госгеолиздат. М., 1941.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948.

Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.

Климашаускас А. И., Тайгалас А. И. Минерало-петрографические исследования древней коры выветривания мезоплейстоценовой морены в отложении р. Алове.— Тр. АН Литовской ССР, серия Б/2/33, 1963.

Канторович А. Э. Геохимия юрских нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности в связи с оценкой их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.

Кесь А. С. О генезисе котловин Западно-Сибирской низменности.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 15. М.— Л., 1935.

Костромин С. А. Геология рыхлых отложений северной части Тобол-Ишимского междуречья. Автореф. канд. дисс. Томск, 1952.

Костромин С. А. Материалы по геологии бассейна р. Вагай.— Тр. Томск. гос. ун-та, 1953, т. 124.

Крашинников Р. Б. Геологическое строение Тобольского материка между городами Тобольском и Ханты-Мансийском.— В сб. «Матер. к проблемам геологии позднего кайнозоя». Л., Изд-во НИИГА, 1969.

Кригер Н. И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. М., «Наука», 1965.

Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат, 1960.

Кузин И. А., Рейнин И. В., Чочиа Н. Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом ее оледенений.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 64. Л., 1961.

Кузин И. А., Чочиа Н. Г. Проблемы оледенений Западно-Сибирской низменности. Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.

Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948.

Лавров В. В. Третичные отложения восточных окраин Тургайской впадины.— Изв. АН КазССР, 1951, сер. геол., вып. 14.

Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны.— Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 120.

Ларионов А. К., Приклонский В. А., Аноцоев. В. П. Лессовые породы и их строительные свойства. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Лисицина Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья.— Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. II.

Ломоносович М. И. Проблема лесса и лессовидных пород в Казахстане.— Вестн. АН КазССР, 1953, № 1.

Ломтадзе В. Д. Методы лабораторного исследования физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов.— Госгеолиздат, 1952.

Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.

Мавляпов Г. А. Генетические типы лессов и лессовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958.

Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолиздат, 1957.

Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Четвертичный период Сибири». М., «Наука», 1966.

Мизеров Б. В. К вопросу о стратиграфическом положении сизых суглинков в Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Четвертичная геология, палеоморфология и палеогеография Сибири». М., «Наука», 1964.

Минашина Н. Г. Микроморфологическое исследование лесса и его изменения при почвообразовании.— Докл. советских почвовед. к VII Международн. конгрессу в США. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Минервин А. Б. О возрасте и генезисе покровных отложений Томь-Колыванской зоны.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 1.

Минервин А. В. Сравнительная характеристика покровных отложений долины р. Оби в ее нижнем и среднем течении.— Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 4.

Момджи Г. С. Титаноносные олигоценовые отложения Зауралья.— В сб. «Минеральное сырье», вып. I. М., 1960.

Морозова Т. Д. Некоторые результаты микроморфологического изучения лессов.— В кн. «Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Морозова Т. Д., Фаустова Я. А. Микростроение оптически ориентированных глин в почвах и рыхлых отложениях.— Изв. АН СССР, серия географ., 1965, № 5.

Москвитин А. И. Лессы и лессовидные отложения Сибири.— Тр. ГИНа АН СССР, 1940, вып. 4.

Нагинский Н. А. Из истории формирования рельефа бассейна р. Большой Юган.— Вопросы географии Сибири, сб. I, 1949.

Нагинский Н. А. Оледенение Западно-Сибирской низменности.— Природа, 1950, № 12.

Нагинский Н. А. Вещественный состав ледниковых и приледниковых отложений Западно-Сибирской области четвертичного материкового оледенения.— Уч. записки Туркмен. гос. ун-та, вып. XV. Ашхабад, 1959.

Нагорский М. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым Приенисейской части Западно-Сибирской низменности.— Матер. по геологии Красноярского края. Вестн. ЗСГУ, № 6. Томск, 1939.

Нагорский М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности.— Вестн. ЗСГУ, 1941, № 3.

Наливкин Л. В. Учение о фациях. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1956.

Никитенко Ф. А. О происхождении лессовидных пород Новосибирского Приобья.— Докл. VIII научн. конференции Томского гос. ун-та, 1957, вып. 4.

Никитенко Ф. А. К вопросу о происхождении лессовидных и лессовых пород Приобья.— Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, 1958. № 5.

Никитенко Ф. А. О форме зерен и минералогическом составе покровных лессовидных пород верхнего Приобья.— Тр. НИИЖТа, вып. 22. Новосибирск, 1961.

Никитенко Ф. А. О литолого-стратиграфических комплексах лессовых пород Приобья.— Тр. НИИЖТа, вып. 28. Новосибирск, 1962.

Никитенко Ф. А. Лессовые породы Приобья.— Тр. НИИЖТа, вып. 34. Новосибирск, 1963.

Никитенко Ф. А. Новосибирское Приобье.— В сб. «Лессовые породы СССР». М., «Наука», 1966.

Никифорова К. В. О возрасте коры выветривания Центрального Казахстана.— В сб. «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Николаев В. А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, СО АН СССР, 1963.

Николаев В. А., Шумилова Е. В. Четвертичные пра-реки Западно-Сибирской низменности.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.

Орвикц К. К. О разных путях накопления грубообломочного материала на отмельных берегах.— В сб. «Геоморфология и литология берегов зоны морей и других крупных водоемов». М., «Наука», 1971.

Обручев В. А. Проблемы лесса.— Тр. II Межд. конф., вып. 2. М., 1933.

Овчинников Л. Н., Максенков В. Г. Термолюминесценция минералов и факторы, влияющие на ее интенсивность.— Тр. Первого Уральского петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1963.

Останин В. Е. Морфология долины Иртыша на участках от Тобольска до устья и история ее формирования.— Вестн. МГУ, № 5, серия географ., 1960.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Образование вторичных минералов в почвах и растениях в связи с миграцией элементов. Докл. VI Международн. конгресса почвовед. Вторая комиссия. Изд-во АН СССР. М., 1956.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Задачи и методы почвенно-минералогических исследований под микроскопом.— Почвоведение, 1958, № 12.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.

Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.

Попов В. В. Классификация лессовых пород.— В сб. «Лессовые породы Украины».— Тр. ГИНа АН УССР, 1957.

Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья.— В кн. «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Тр. ГИНа АН СССР, вып. 46. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Разумова В. Н. Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород.— Тр. ГИНа АН СССР. М., «Наука», 1967.

Разумова В. Н., Херсаков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.— В кн. «Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале».— Тр. ГИНа АН СССР, вып. 77, 1963.

Раукас А. В. Классификация обломочных пород по гранулометрическому составу. Институт геологии АН СССР. Таллин, 1964.

Рентгартен Н. В. Опыт фациально-минералогического анализа осадочной толщи у террасы р. Днестр близ г. Тирасполя.— В кн. «Генезис и литология континентальных антропогенных отложений». (К VII конгрессу INQUA в США). М., «Наука», 1965а.

Рентгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 137. М., «Наука», 1965б.

Решения Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.

Ронов А. Б., Михайловская М. С., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. Химия земной коры.— Тр. геохим. конф., посвящ. 100-летию со дня рожд. В. И. Вернадского, 1963, т. 1.

Ростовцев Н. Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезокайнозойских отложений с элементами палеотектоники (дежурный вариант, 1959).— Тр. СНИИГГиМС, вып. 7. М., Гостоптехиздат, 1961.

Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1947.

Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Горн.-геол. упр. Главсевморпути, вып. 16. Л.— М., 1946.

Сакс В. Н. Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии.— Тр. Ин-та геологии Арктики, т. 14. Л., 1951.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 77. Л., 1953.

Самурадов П. С. Минералогия и генезис лессовых пород юго-западных областей СССР. Якутск, Якутский гос. ун-т, 1957.

Сергеев Е. Н., Минервин А. В. Сущность процесса облессования в подзолистой почве.— Вестн. Моск. ун-та, 1960, № 3.

Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности юга Западной Сибири.— Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 1954, т. 29, № 3.

Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне.— В сб. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1956.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского ун-та, 1949.

Сухорукова С. С., Гудина В. И. Некоторые условия образования осадков и распределение форминифер в плейстоцене севера Западной Сибири.— В сб. «Проблемы четвертичной геологии Сибири». (К VIII конгрессу INQUA в Париже). М., «Наука», 1969.

Соболева Е. И. Минералогия отложений палеогена Казахстана. Автореф. дисс. Алма-Ата, 1962.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Страхов Н. М. К познанию диагенеза. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3 и 4. Изд-во Львов. ун-та, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.

Стрелков С. А., Сакс В. Н., Архипов С. А., Волкова В. С. Проблема четвертичных оледенений Сибири.— В сб. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Сукачев В. Н. Исследования четвертичных отложений Нижне-Иртышского края. Отчет экспед. АН СССР за 1932 г. Тр. СОПС АН СССР, 1933.

Тарноградский В. Д. Происхождение толщи диагональных песков Нижнего Иртыша.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 53. Л., 1961.

Трофимов В. Т., Минервин А. В. Западная часть Западно-Сибирской низменности.— В кн. «Лессовые породы СССР». М., «Наука», 1966.

Трофимов И. И. Лессовая проблема в литологическом освещении.— Изв. АН СССР, 1945, № 5.

Тимофеева З. В. Сидеритоносность мелководно-морских и дельтовых отложений и факторы, ее определяющие.— В сб. «Дельтовые и мелководные морские отложения». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Унифицированная стратиграфическая схема, 1960. Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961.

Федорович Б. А. Об основных процессах рельефообразования Турана.— В сб. «Проблемы физ. географии», т. XV. Изд-во АН СССР, 1950.

Фениксова В. В. Строение неоген-четвертичного покрова внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности.— Вестн. Моск. ун-та, 1964, № 6.

Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, отдел геол., т. XXIV (3), 1951.

Фрадкин М. М. Петрографический состав валунов на севере Западно-Сибирской низменности.— Бюлл. по изуч. четверт. периода, № 8. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Чаповский Е. Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. Практ. руков. для студ. геол. спец. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Черняховский А. Г. Четвертичный элювий юго-западных районов Советской Азии и продукты его ближнего переотложения.— В сб. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». М., «Наука», 1965.

Шацкий С. Б., Чогина Н. Г., Галеркина С. Г. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Томск. гос. ун-та, т. 133, вып. I. Томск, 1956.

Шацкий С. Б. К вопросу о разновременности Уральского и Сибирского оледенений.— Бюлл. четв. ком. АН СССР, № 20. М., «Наука», 1955.

Шацкий С. Б. Центральная часть Западно-Сибирской низменности (севернее широты 56°). «Геология СССР», т. XIV. Зап. Сибирь. М., «Недра», 1964.

Шацкий С. Б., Земцов А. А. К вопросу геоморфологического районирования северо-востока Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Ледниковый период на территории европейской части СССР». М., 1959.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерности строения и формирования аллювиальных свит.— Тр. ИГН АН СССР, 1951, вып. 135, серия геол. № 55.

Шанцер Е. В. Морфогенетическая и литогенетическая роль склонового смыва.— В кн. «Генезис и литология континентальных антропогеновых отложений». М., «Наука», 1965.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 161. М., «Наука», 1966.

Шелкопляс В. Н., Морозов В. Н. Определение относительного возраста четвертичных отложений Среднего Приднепровья термолюминесцентным методом.— В сб. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.

Шумилова Е. В. Материалы к литологии и стратиграфии Западно-Сибирской низменности.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 5.

Шумилова Е. В. Особенности состава терригенно-минералогических провинций четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с условиями их формирования.— Тр. конфер. по четверт. отложениям. Л., 1957.

Шумилова Е. В. Материалы по минералогии мезозойских и кайнозойских отложений северо-восточной окраины Западно-Сибирской низменности.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 5.

Шумилова Е. В. Терригенные компоненты в истории формирования мезокайнозойских формаций Западно-Сибирской низменности.— Тез. докл. и сообщ. IV Всес. литолог. совещ. Ташкент, АН УзбССР, 1959.

Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических реконструкциях. Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1963.

Шумилова Е. В., Николаев В. А. Терригенно-минералогические провинции четвертичных пород Западно-Сибирской низменности и некоторые закономерности их формирования.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, 1964.

Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири.— В кн. «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношения Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948а, № 5.

Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948б, № 4.

Яншин А. Л. О четвертичной истории и морфологии бассейна среднего течения р. Тобол.— Бюлл. МОИП, нов. серия, отдел геол., т. XXIV, вып. 5. М., 1949.

Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития.— Изв. МОИП, нов. серия, вып. 15 (19), 1953.

Boswell R. G. On the mineralogy of sedimentary rocks. London, 1933.

Brewer R. The Petrography Apporoach to the Study of soils. Trans. VII Int. Congr. Soil Sci., vol. 4, 1960a.

Brewer R. Cutans: their Definition, Recongnition and Interpretation. S. Soil Sci., vol. 11, pt. 2, 1960b.

Dryden L., Dryden C. Comparative rotes of weathering of some common heavy minerals. S. Sediment. Petrol., 1946, 16.

Fedoroff N. Les croutes et les encroutements calcaires dans le midi mediterranée n Francais. Revue de Geographie physique et de Geologie dynamique (2) vol. IV, fasc. 1, pp. 43—49, Paris, 1961.

Foote R. B. On the Geology of the Madura and Tinnevelly districts. Mem. Geol. Surv. India, 20, 1883, pp. 1—103.

E a g a r R. M. C. Boron content in relation to organic carbon in certain sediments of the British Coal Measures.— Nature, 1962, 196, N 3.

I s r a e l s k y M. C. Oscillation chart. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 33, pp. 92—98.

J a c k s o n M. L. and S h e r m a n G. D. Chemical weathering of minerals in soil. Advances in agronomy, vol. 5, 1953.

K l i m a B., K u k l a J., L o v e k V., D e V r i e s H. Stratigrafie des Pleistozäns und Alter des paläolitischen Rastplatres in der Ziegelei von Dolni Véstonice. Antropozoikum, 1961, N 11.

K u b i e n a W. Z. Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Zossböden. Eiszeitalter und Gegenwart. B. 7, 1956.

P a s s e g a R. Texture as characteristic of clostic deposition. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, vol. 41, 1957, № 69.

P e t t i j o h n F. S. Sedimentary rock S. 2-d ed.— N. I. 1957.

R u h e R. Relations of the properties of Wisconsin Loess to topography in Western Sowa.— Am. S. Sci., vol. 252, 1954.

S p e i g h t s D. B., B r u n t o n G. Clay. Mineral distribution in erm pennsylvanian Shales of val verde basin and Jates. todd arch, Texas. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 1961, n 12.

W a l k e r C. T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks.—J. Sediment. Petrol., 1963, 33, N3.

W a l t h e r S. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 1893.

W i e s e n d e H. Über die Verorderungen des Schwermineral bestandes der Sedimente durch Verwitter und Diagenese.— Erdöl und Kohe, 6 Sahrg., H. 7, 1953.

Z e l l e r E., D a n i e l s F., W r o y J. Factors in age determination of carbonate sediments by thermoluminescence. Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol. N 41, 1957.

ФОТОТАБЛИЦЫ

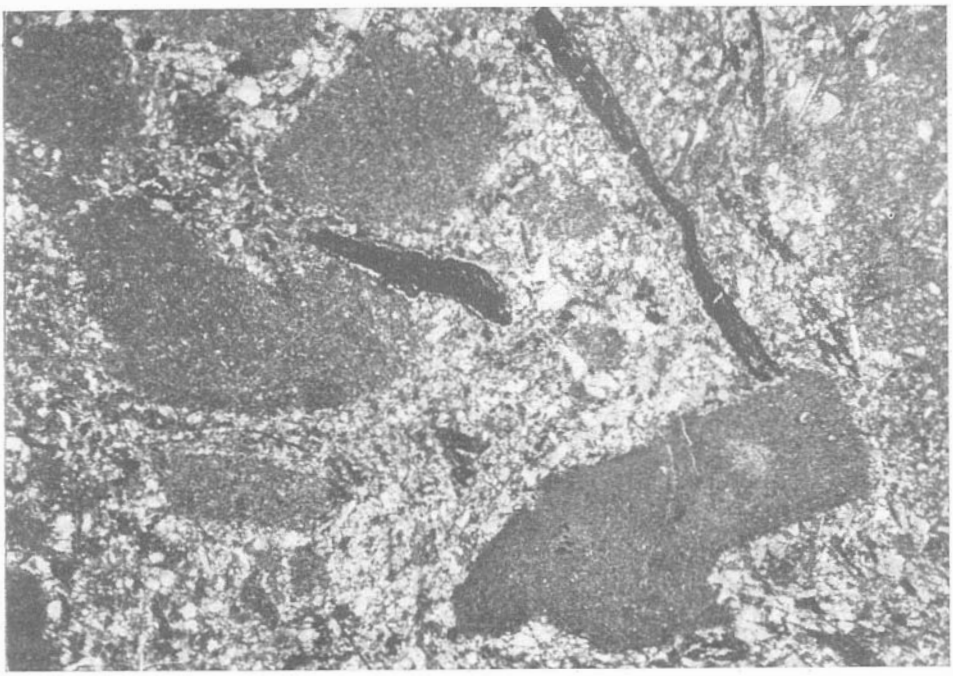


Таблица I. Озерные отложения (N_2—Q_1). Скв. 18, гл. 30,0 м. Николь один; × 40.

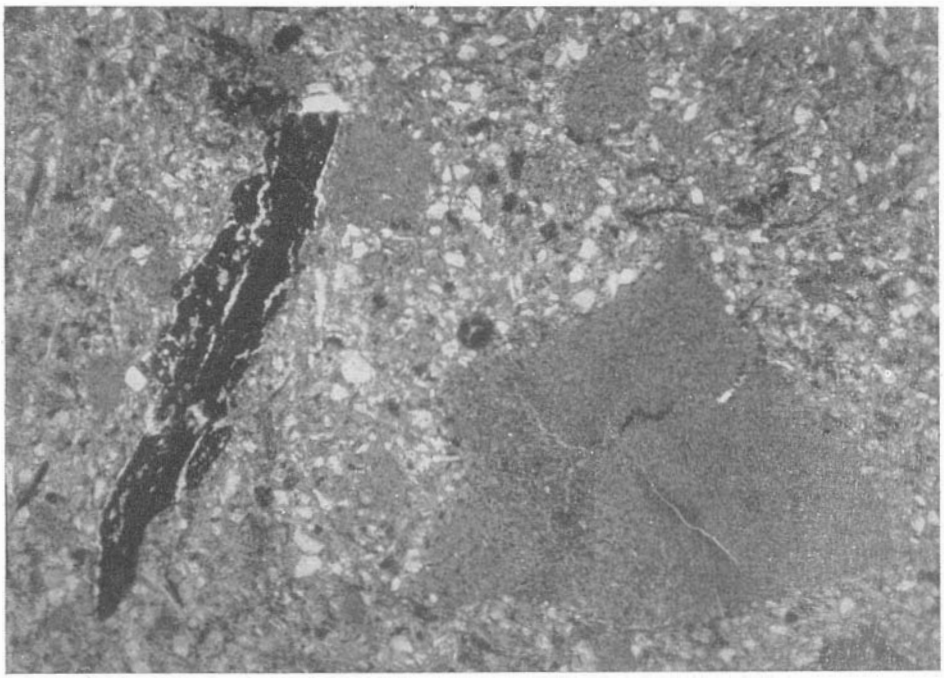


Таблица II. Обломки пород и грубый слаборазложенный гумус в озерных отложениях (N_2—Q_1). Скв. 18, гл. 39,5. Николи+; × 63.

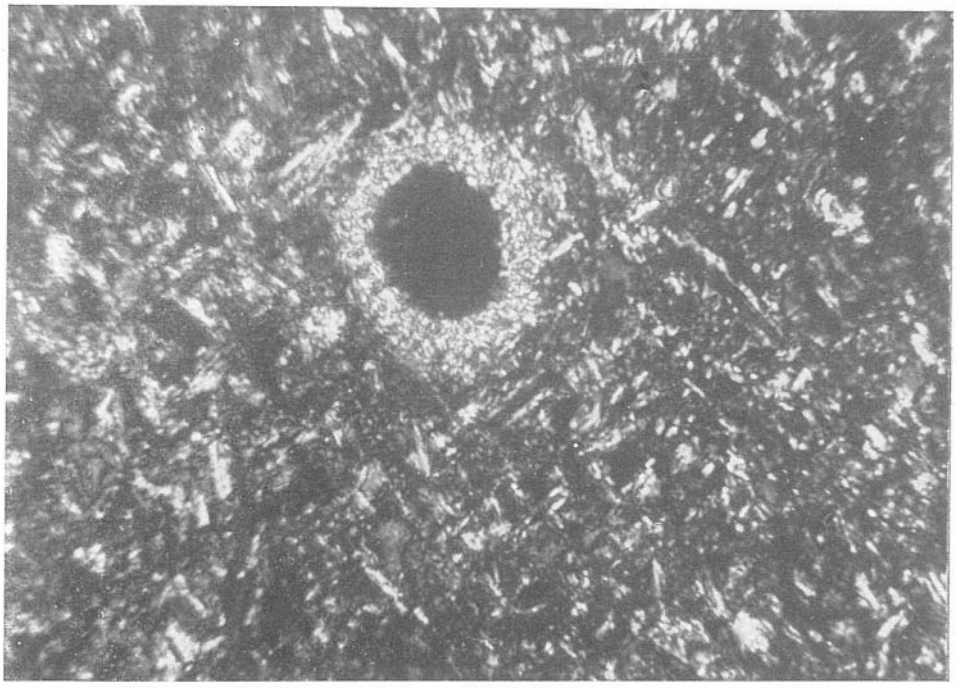


Таблица III. Новообразования мелкокристаллического карбоната вокруг пор (N_2—Q_1, кровля). Скв. 18, гл. 24.0 м. Николи+; ×680.

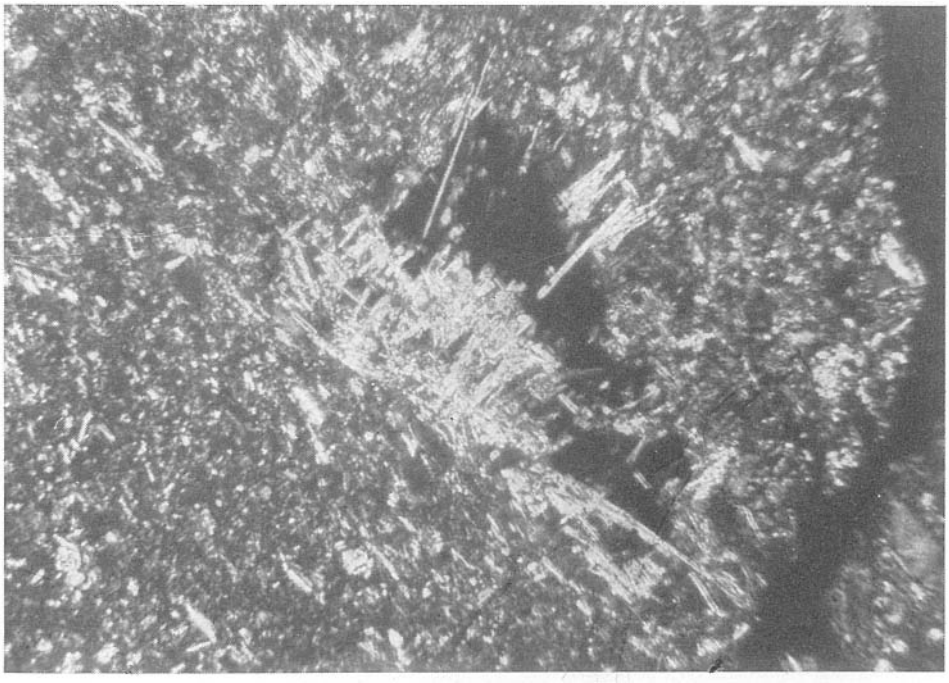


Таблица IV. Войлочный агрегат люблинита (N_2—Q_1, кровля). Скв. 18, гл. 24,0 м. Николи+; × 340.

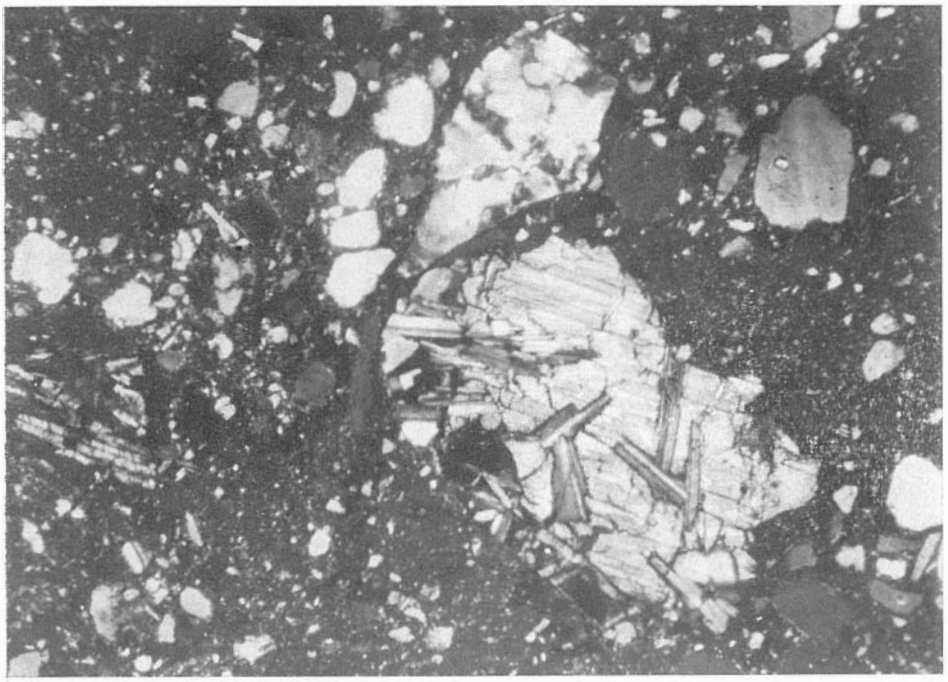


Таблица V. Галька траппов в породе (Q_2sm, нижняя пачка). Скв. 469, гл. 25,0 м. Николи+; × 63.

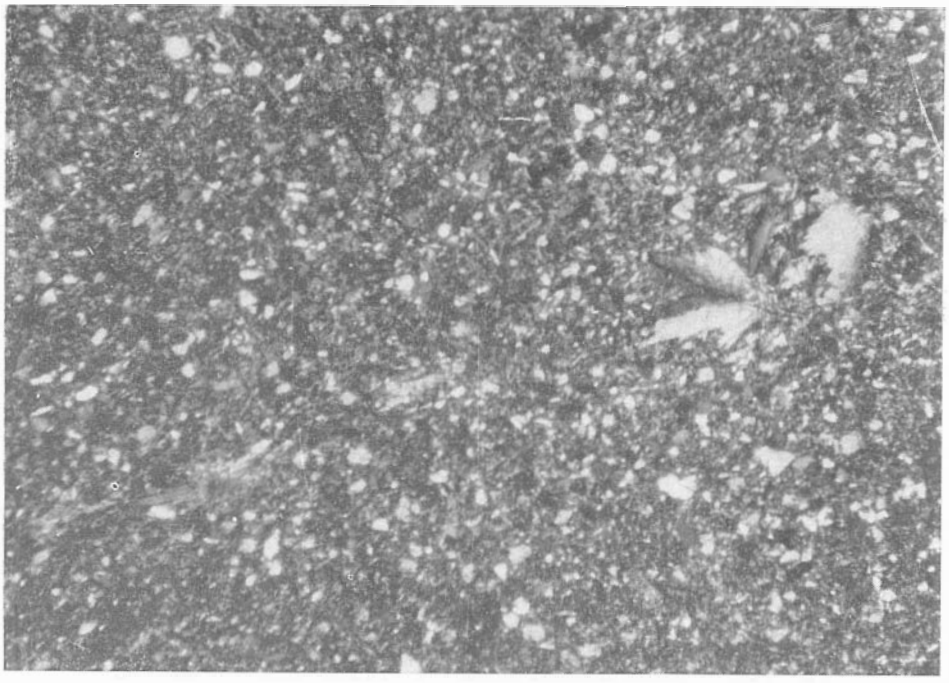


Таблица VI. Гейлюссит в глине алевритовой (Q_2sm, верхняя пачка, II тип разреза). Скв. 33, гл. 10,0 м. Николи+; × 63.

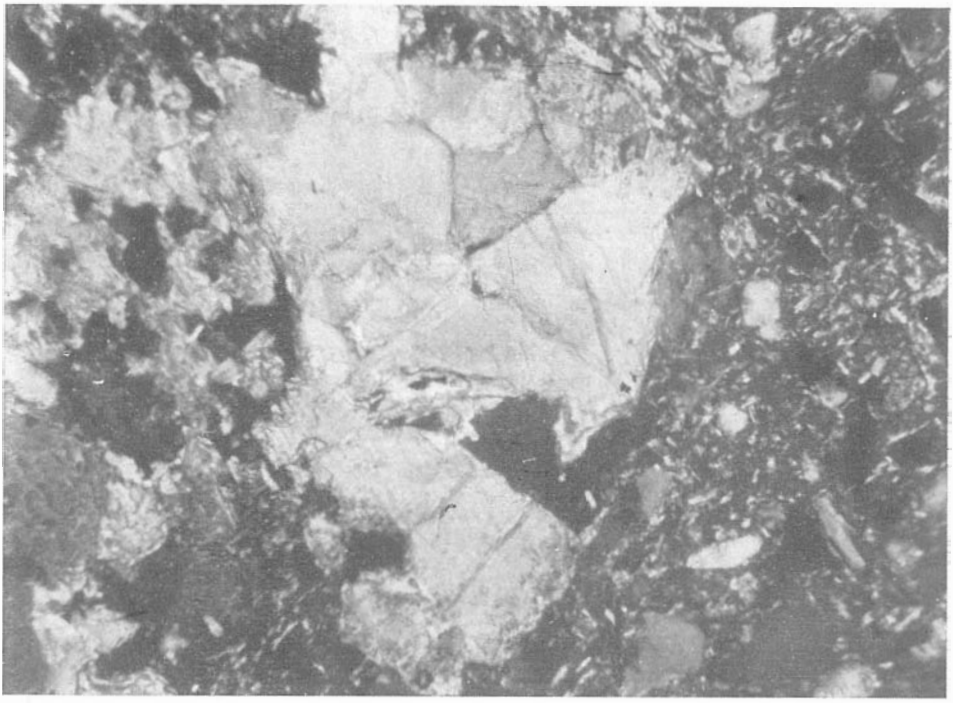


Таблица VII. Гейлюссит (Q_2sm. верхняя пачка, II тип разреза). Скв. 18, гл. 16,0 м. Николи+; × 340.

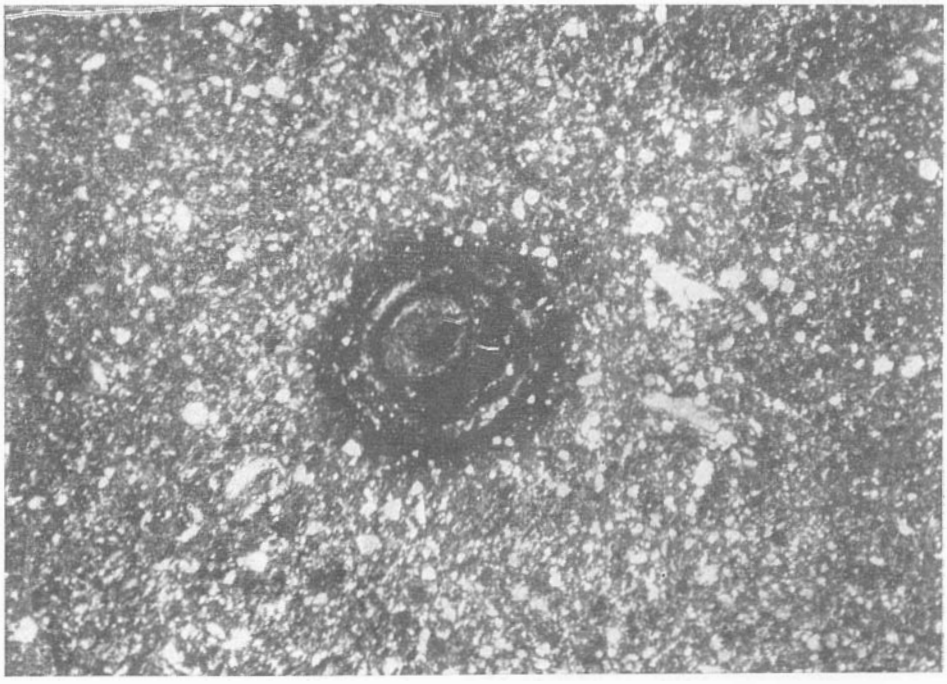


Таблица VIII. Диффузионные кольца гидроокислов железа и гейлюссит (Q_2sm, верхняя пачка, II тип разреза). Скв. 621, гл. 10,3 м. Николи+; ×63.

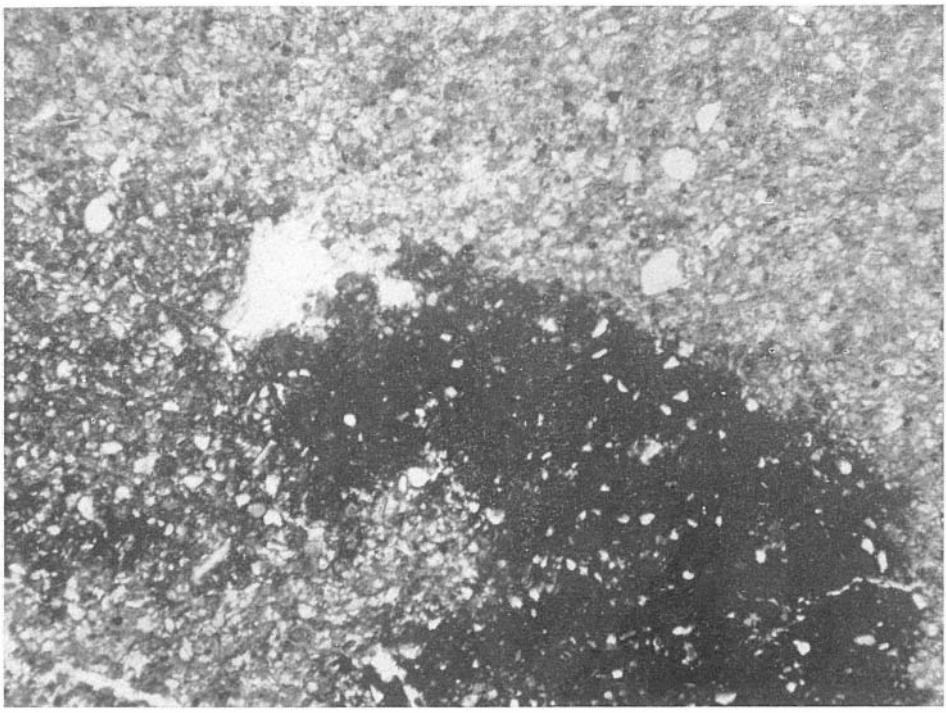


Таблица IX. Бесформенные стяжения гидроокислов железа (Q_3kz, I тип разреза). Николи+; × 63.

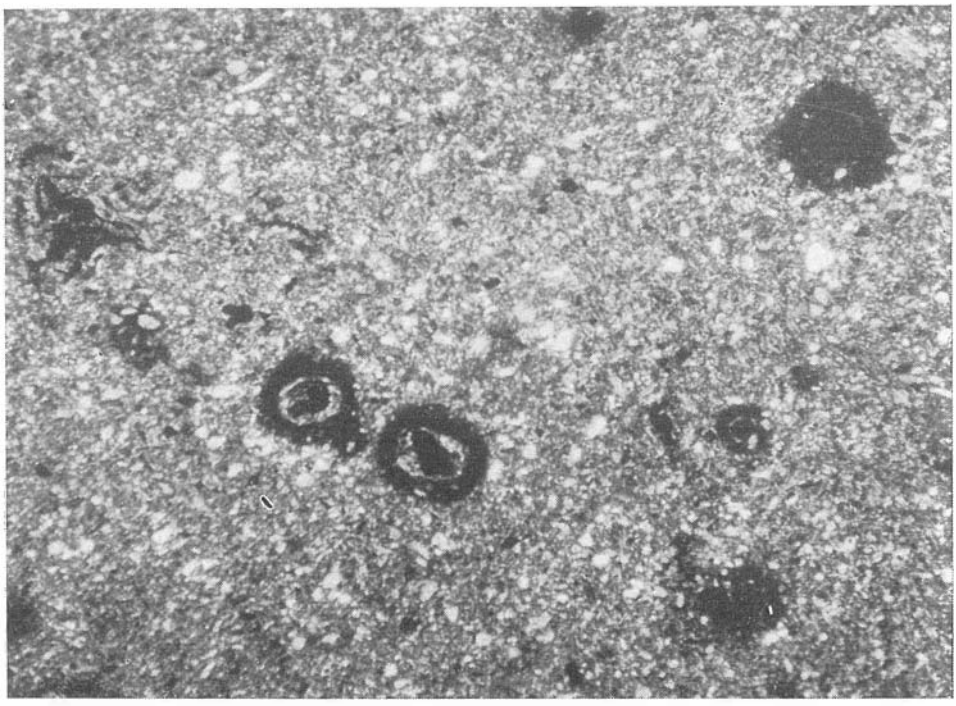


Таблица X. Диффузионные кольца гидроокислов железа в глине алевритовой (Q_3kz, II тип разреза). Скв. 33, гл. 5,0 м. Николи +; × 63.

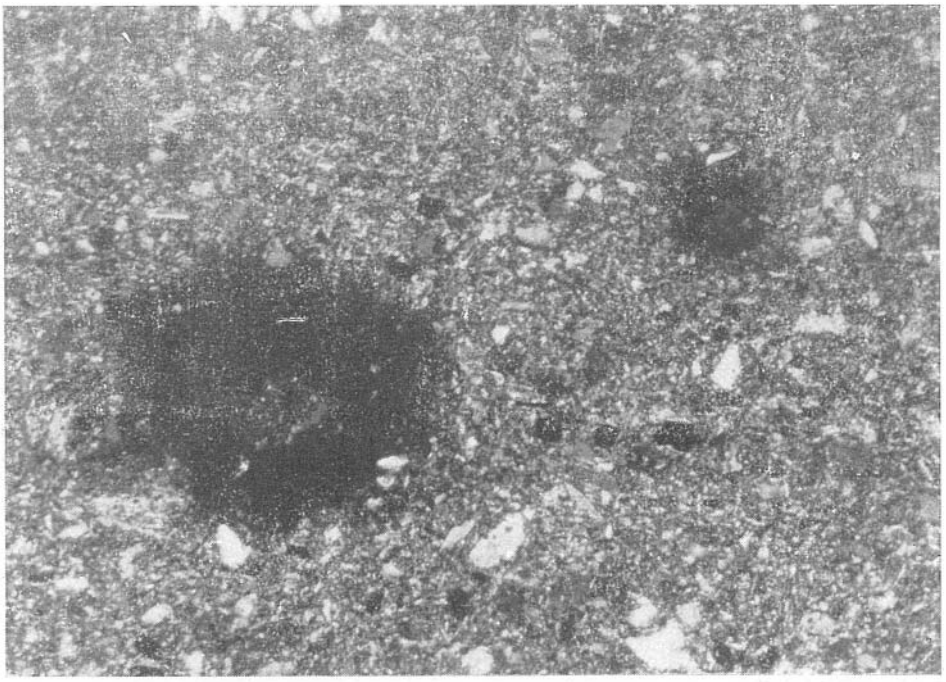


Таблица XI. Стяжения гидроокислов железа вокруг пор в глине алевритовой (Q_3kz, II тип разреза). Скв. 33, гл. 5,0 м. Николи+; ×136.

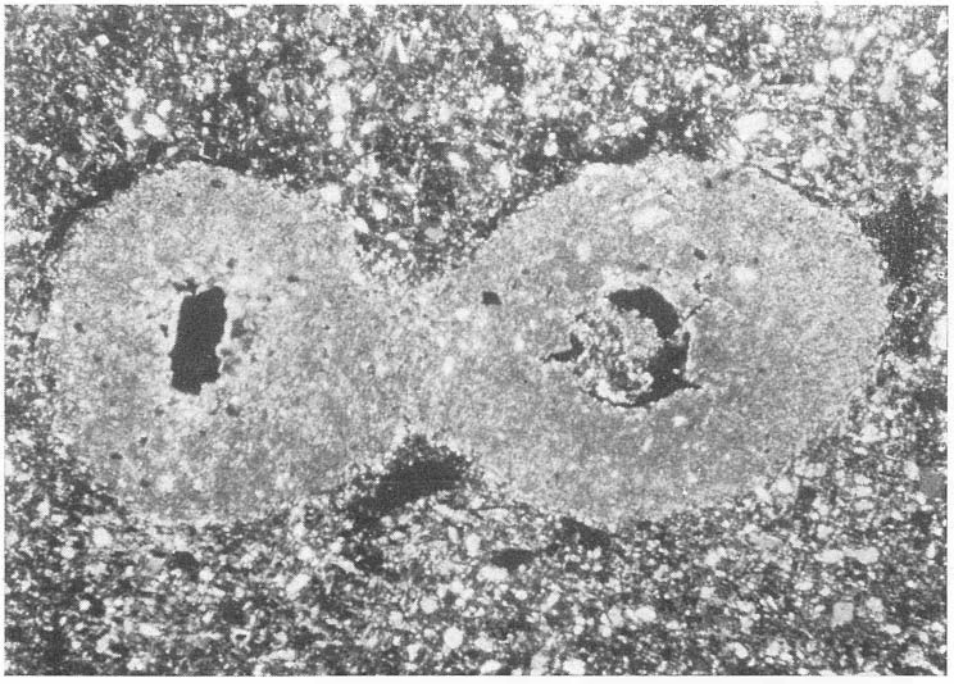


Таблица XII. Стяжения карбонатов вокруг пор в форме «куколки» (Q_3kz, II тип разреза). Скв. 33, гл. 5,0 м. Николи+; ×136.

Таблица XIII. Хорошо раскристаллизованное глинистое вещество и растительные остатки в погребенной почве (Q_3kz, I тип разреза). Скв. 469, гл. 11,0 м. Николи 11; × 340.

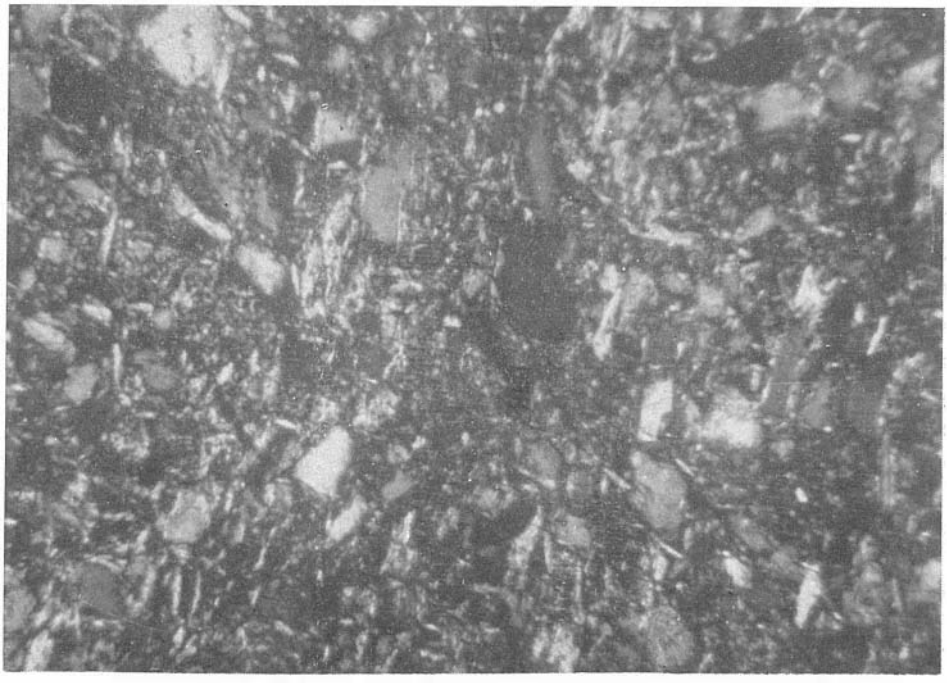


Таблица XIV. Слабо раскристаллизованное глинистое вещество с образованием «решетчатой» микротекстуры в алевролите глинистом (Q_2tz, верхняя пачка). Скв. 469, гл. 13,0 м. Николи-|-; × 340.

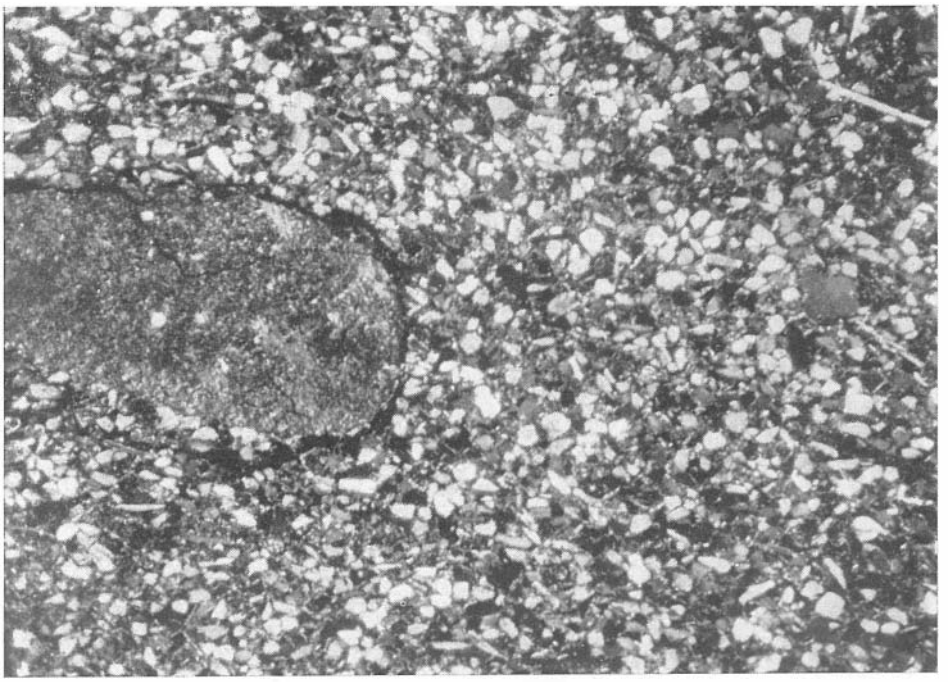


Таблица XV. Неизмененные алевриты с галькой (Q_2tz, нижняя пачка, I тип разреза). Скв. 469, гл. 13,2 м. Николи 11; × 63.

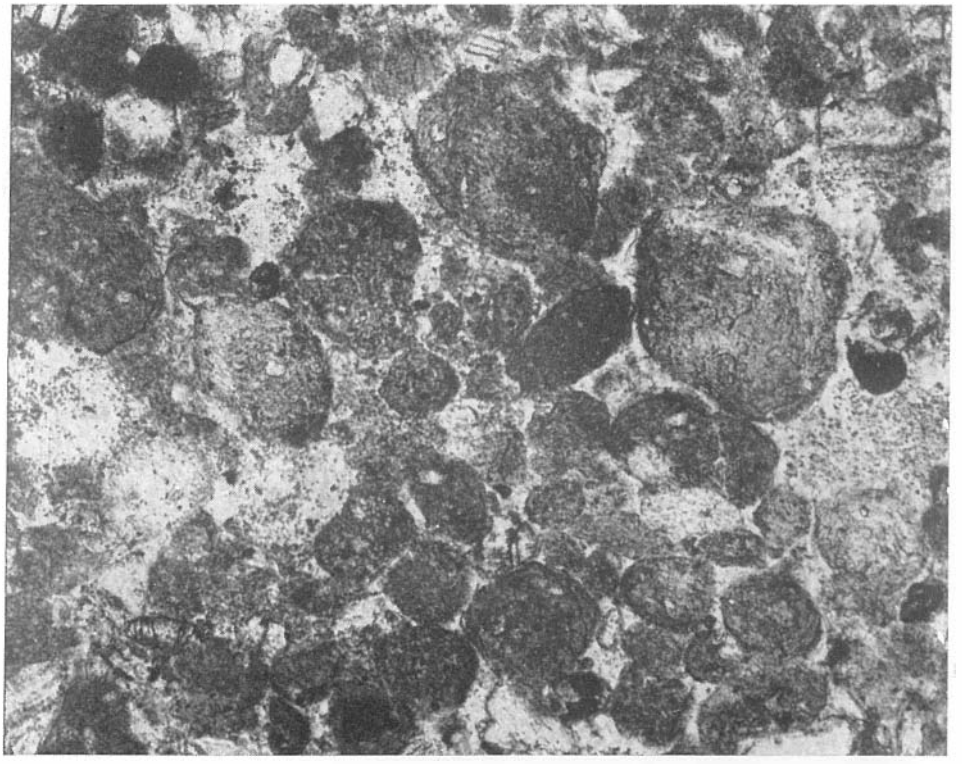


Таблица XVI. Гривные отложения с окатанными обломками минералов и глинистых пород (Q_{3-4}, III тип разреза). Канава-скважина Л-22—23, гл. 2,0 м. Николи 11; × 136.

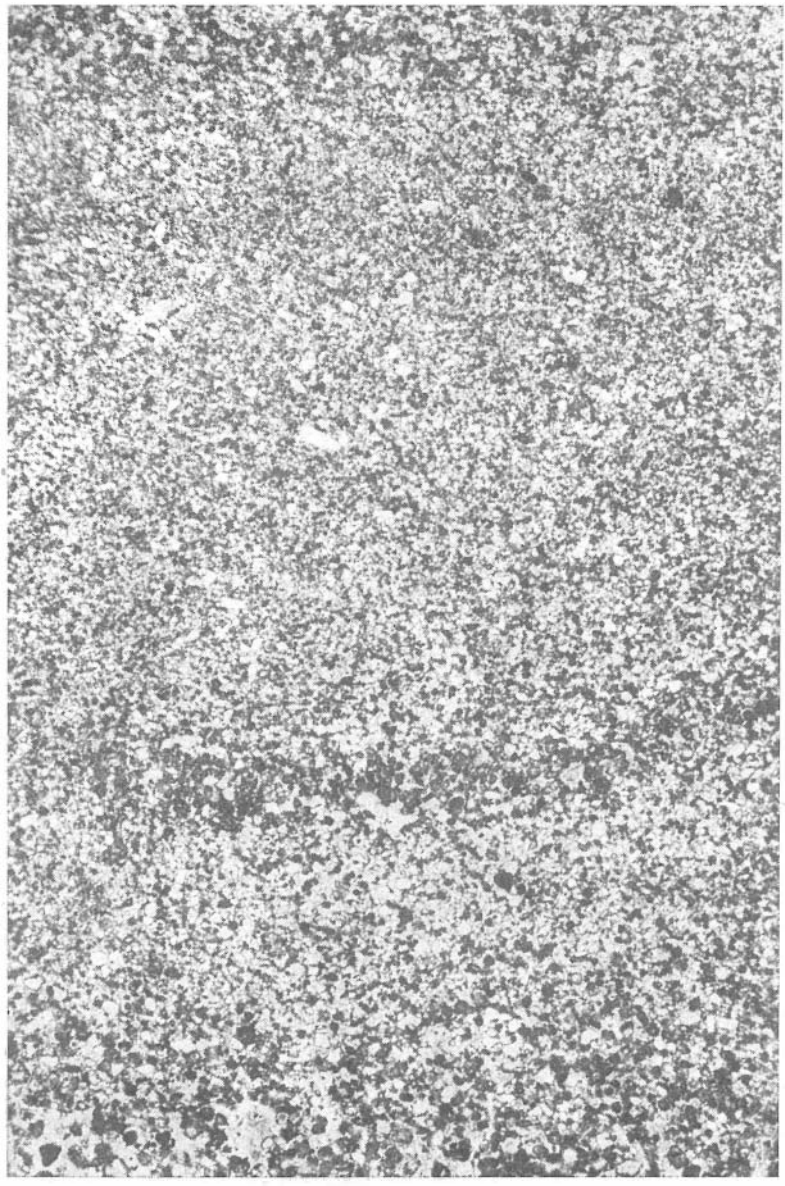


Таблица XVII. Прослой глиняных окатышей в гривных отложениях (Q_{3-4}, III тип разреза). Скв. 81, гл. 2,5 м. Николи 11; × 30.

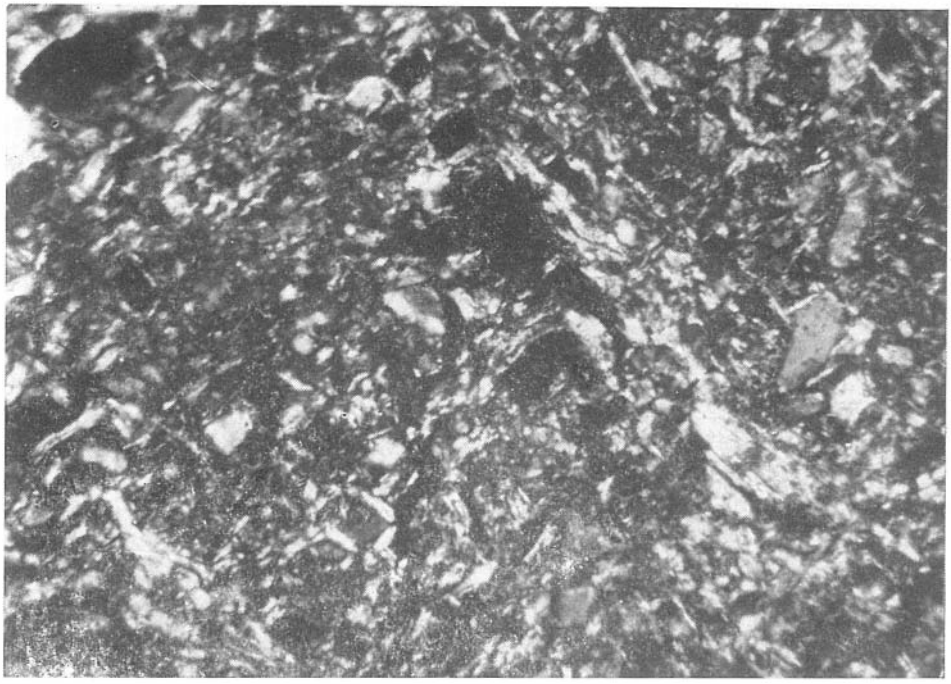


Таблица XVIII. «Ленточная» ориентировка новообразований глинистого вещества в покровных отложениях (Q_3zr, верхняя пачка, I тип разреза). Скв. 469, гл. 1,7 м. Николи+; × 340.

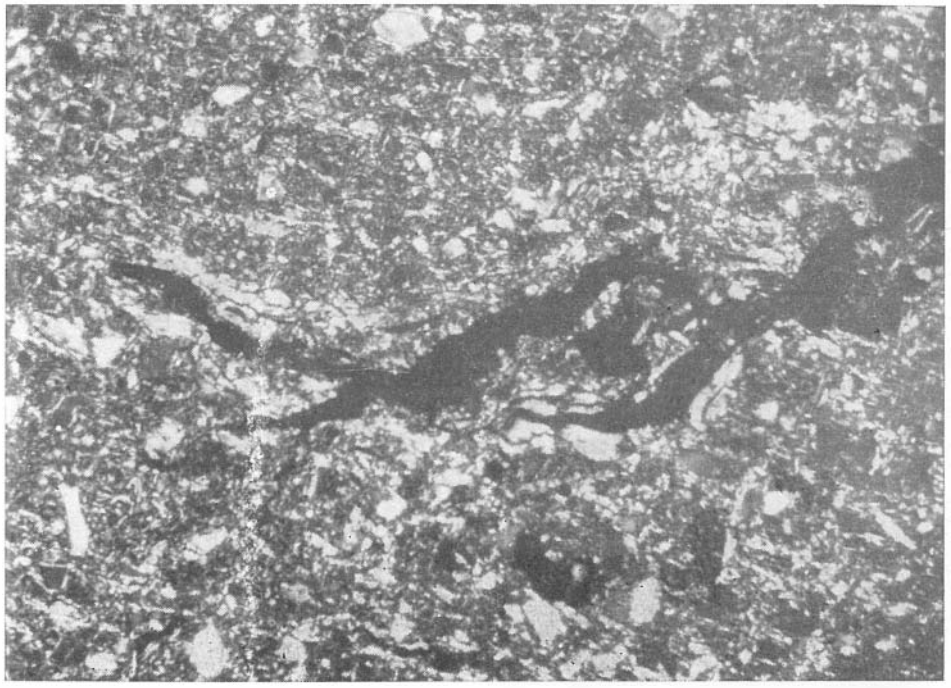


Таблица XIX. «Струйчатая» ориентировка новообразований глинистого вещества в покровных отложениях (Q_3kz, верхняя пачка, II тип разреза). Скв. 33, гл. 2,0 м. Николи+; × 136.

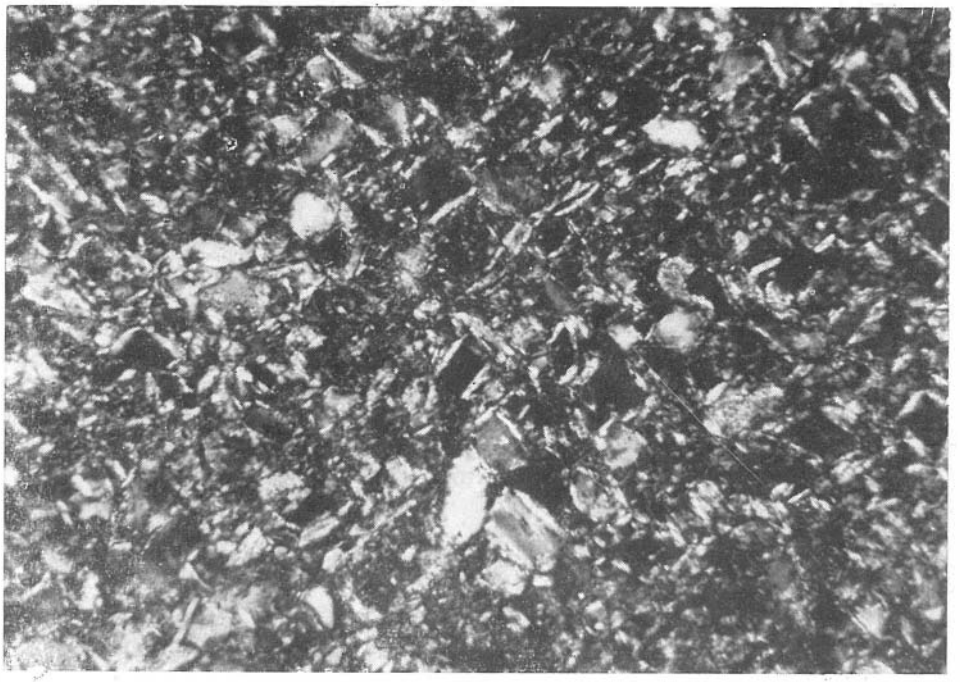


Таблица XX. «Решетчатая» ориентировка новообразований глинистого вещества в покровных отложениях (Q_3kz, верхняя пачка, II тип разреза). Скв. 18, гл. 2,4 м. Николи+; × 340.

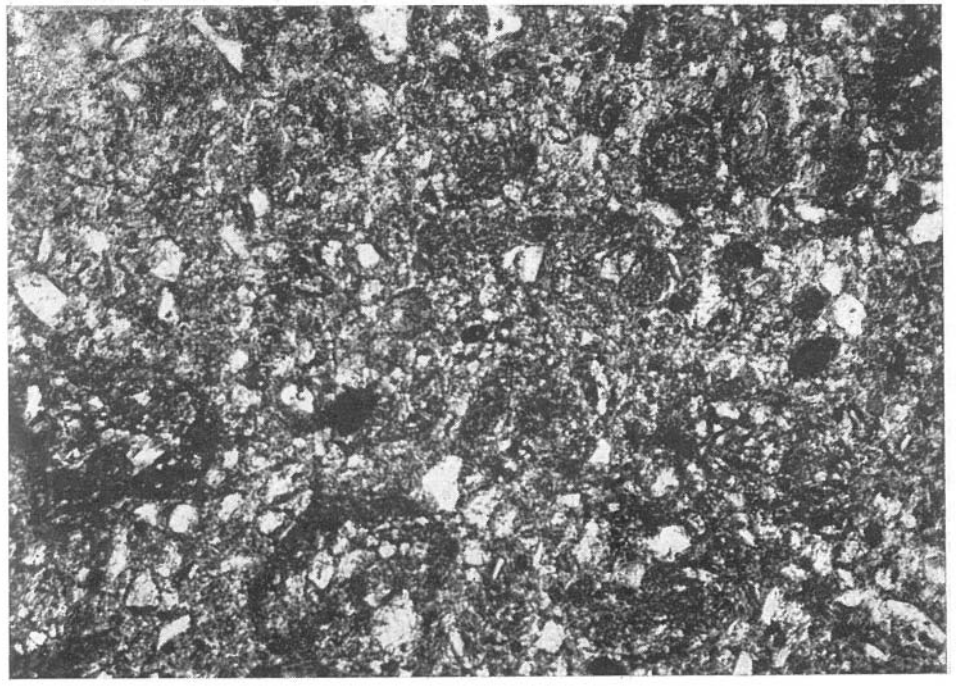


Таблица XXI. Коломорфные глинистые пленки в «агрегированной» алевритовой глине (Q_{3-4}). Скв. 18, гл. 2,0 м. Николи+; × 136.

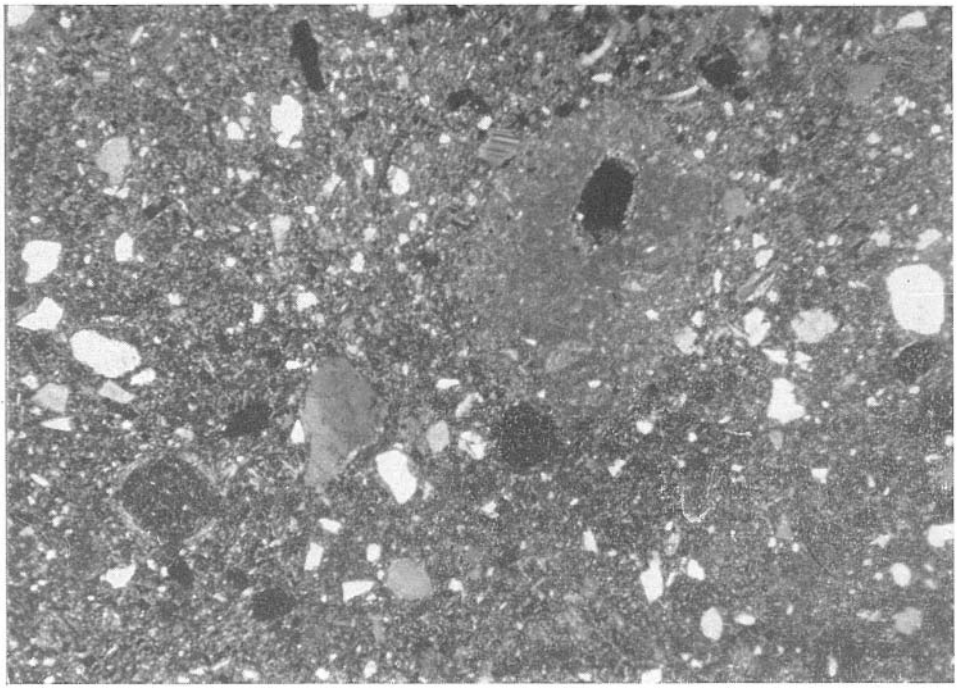


Таблица XXII. Рыхлые стяжения карбонатов вокруг пор в покровных отложениях. (Q_3zr, верхняя пачка, II тип разреза). Скв. 33, гл. 10,2 м. Николи+; × 362.

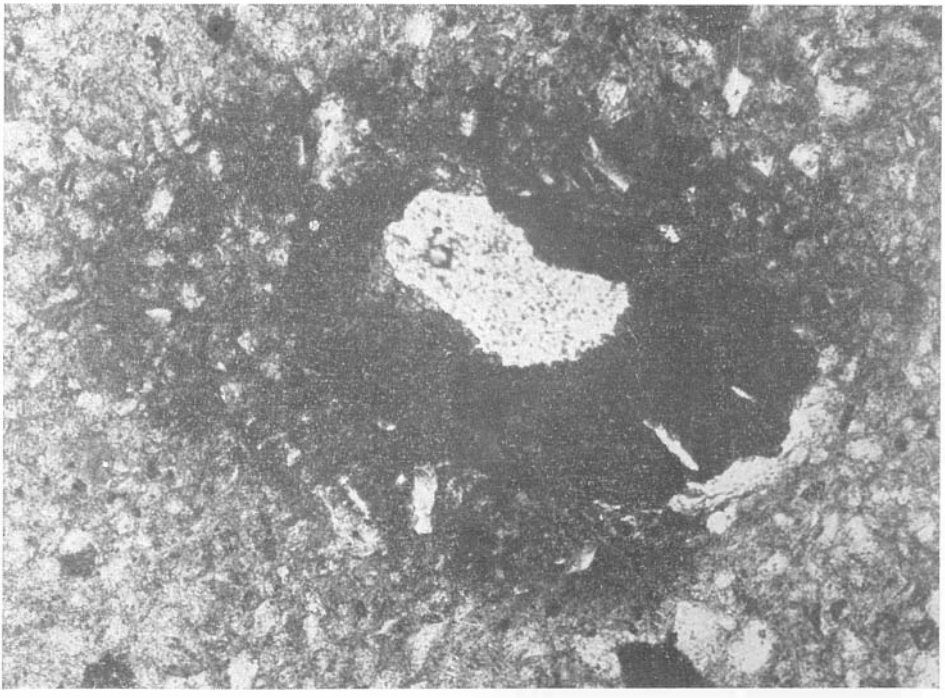


Таблица XXIII. Диффузионные кольца гидроокислов железа в покровных отложениях (Q_3zr, верхняя пачка, II тип разреза). Скв. ЛС-12, гл. 1,0 м. Николи+; ×340.

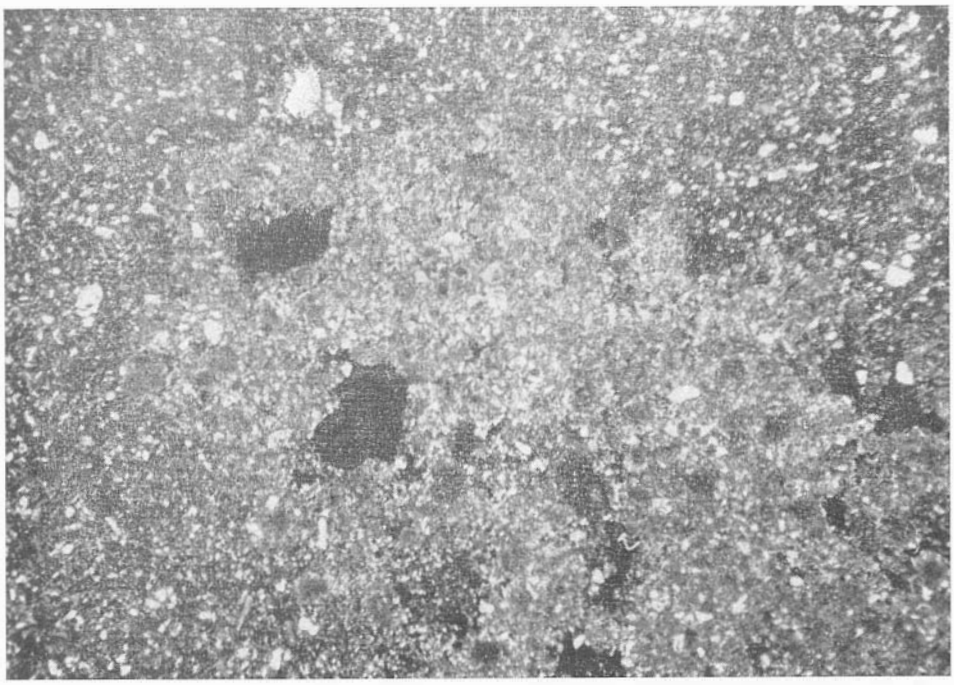


Таблица XXIV. Стяжения карбонатов в покровных отложениях (Q_3zr, III тип разреза). Скв. 1, гл. 2,5 м. Николи+5; × 62,9.

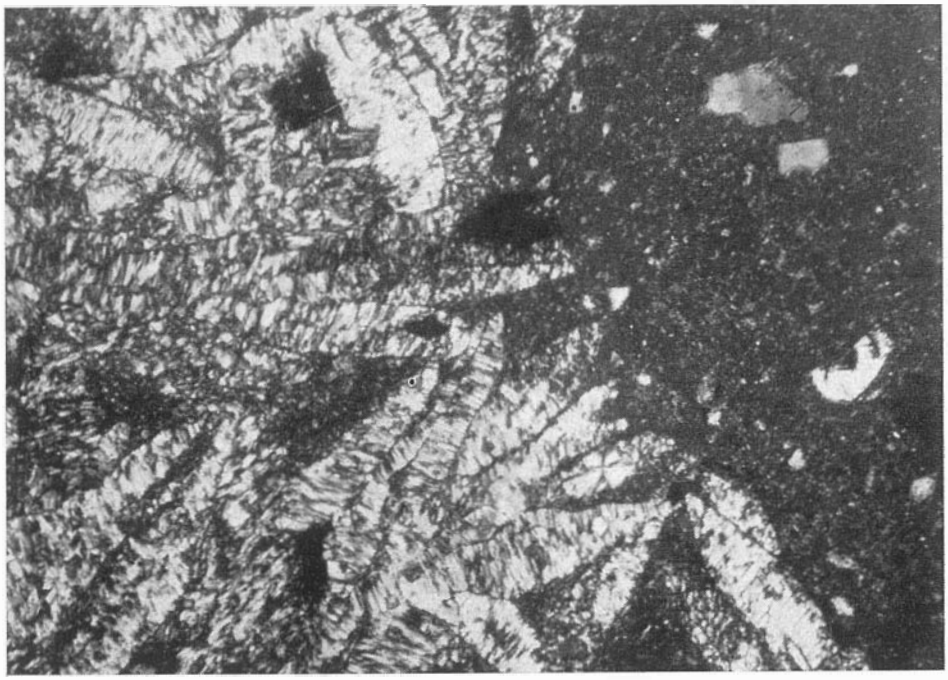


Таблица XXV. Гипс в покровных отложениях (III тип разреза). Скв. Л-12, гл. 3 м. Николи+5; × 16.

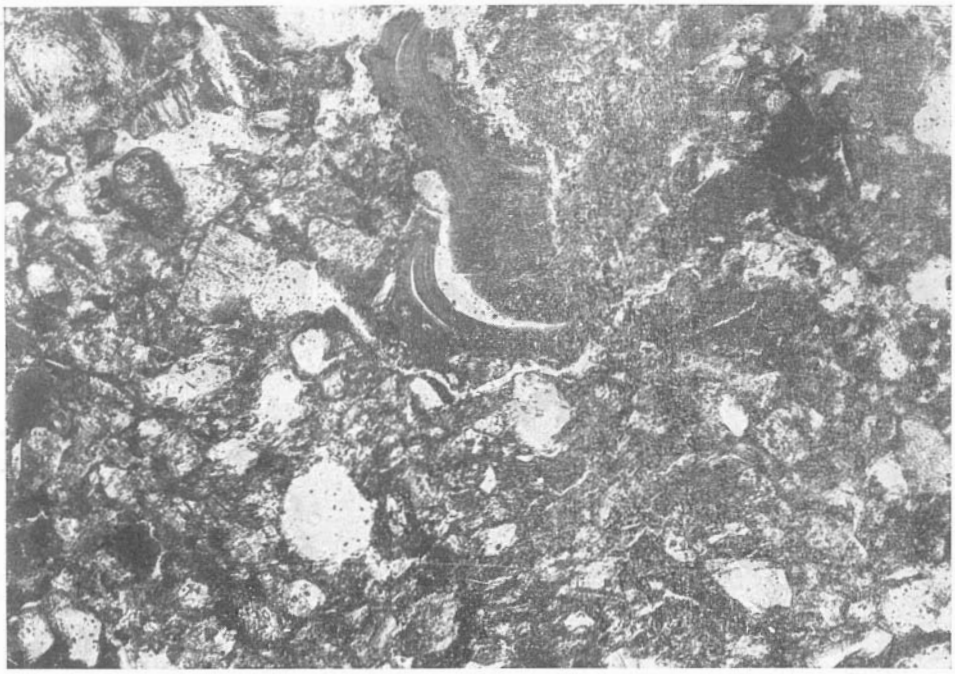


Таблица XXVI. Новообразования глинистого вещества в верхней пачке толщи (ритма). Скв. ЛС-12, гл. 1,5 м. Николи+; × 340.

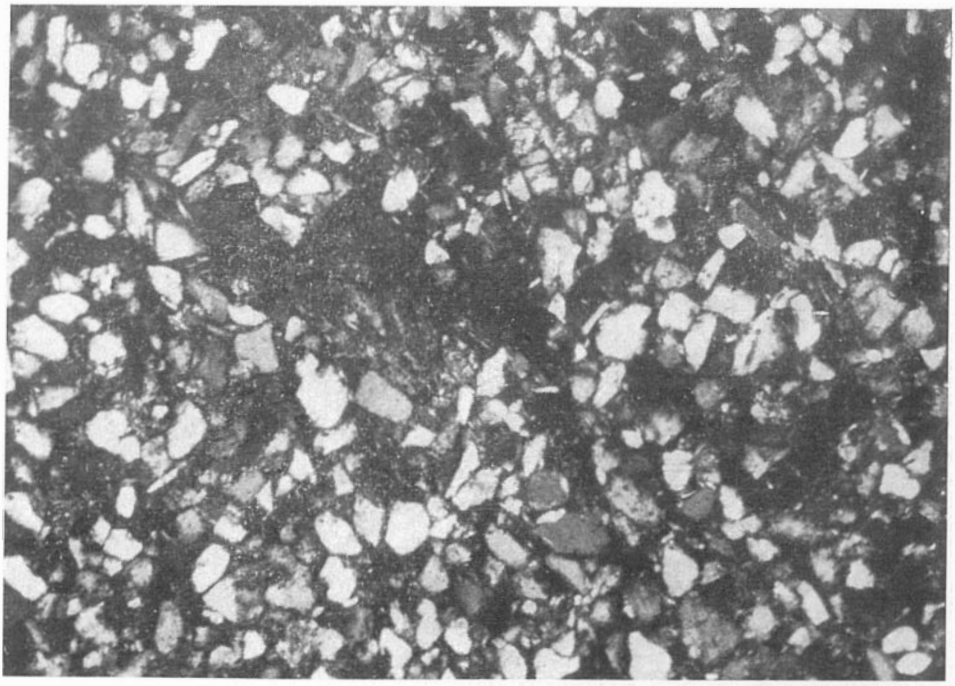


Таблица XXVII. Слабоизмененная порода из нижней пачки толщи (ритма). Скв. 469; гл. 1,7 м. Николи+; × 136.

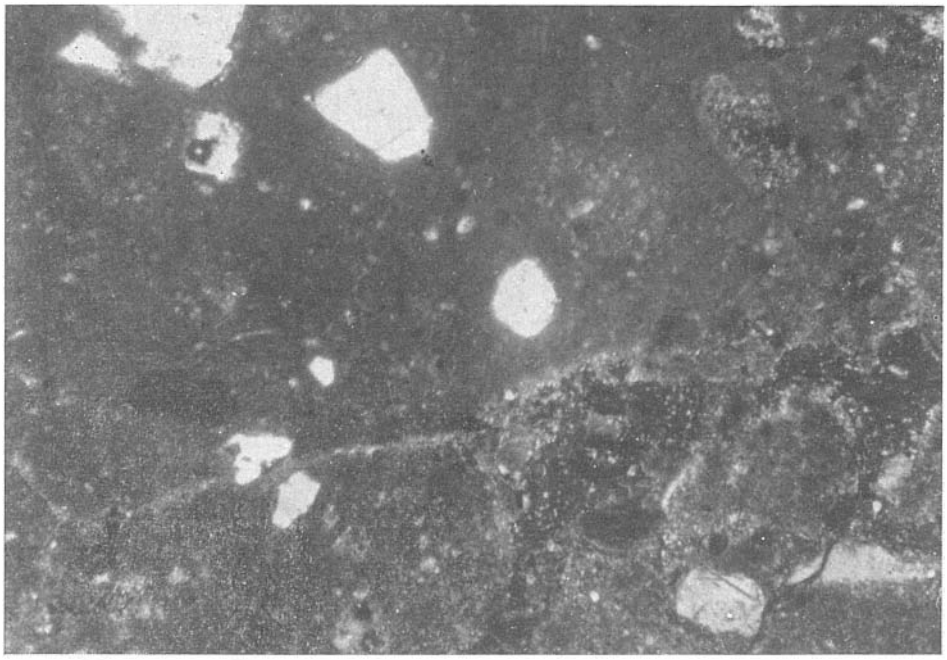


Таблица XXVIII. Рыхлое стяжение карбоната с начальной степенью разъедания зерен кластического материала конкрециеносителем (интенсивность ТЛ стяжения — 40 усл. ед.). Q_{3-4}. Канава БК-1. Николи+; × 63.

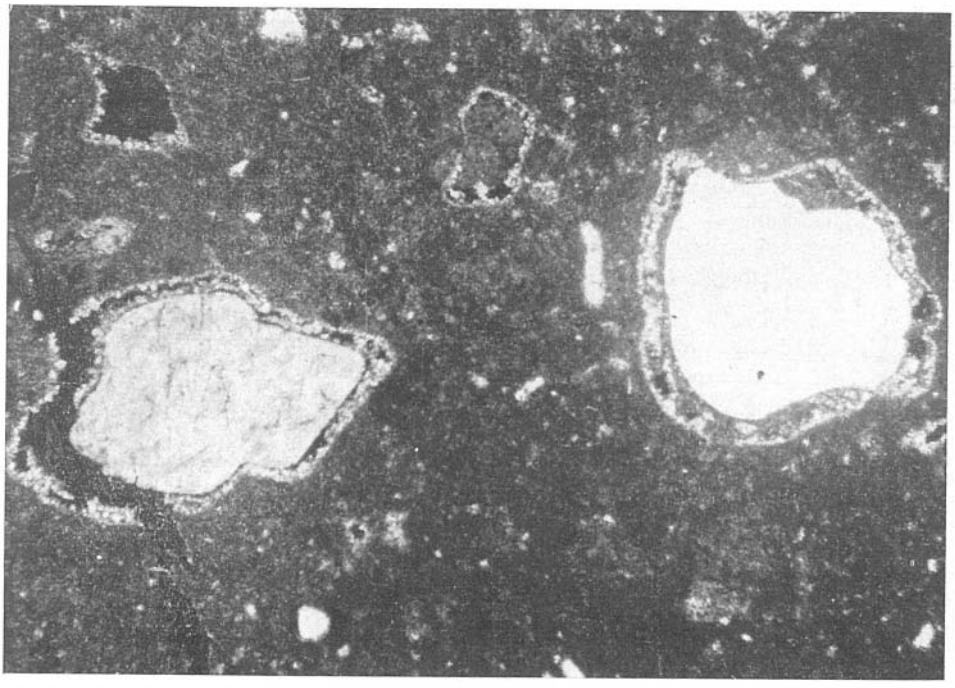


Таблица XXIX. Инкрустация кальцитом каверн при растворении зерен кварца (интенсивность ТЛ конкреции — 80 усл. ед.). Q_{3-4}. Канава БК-1. Николи +; ×63.

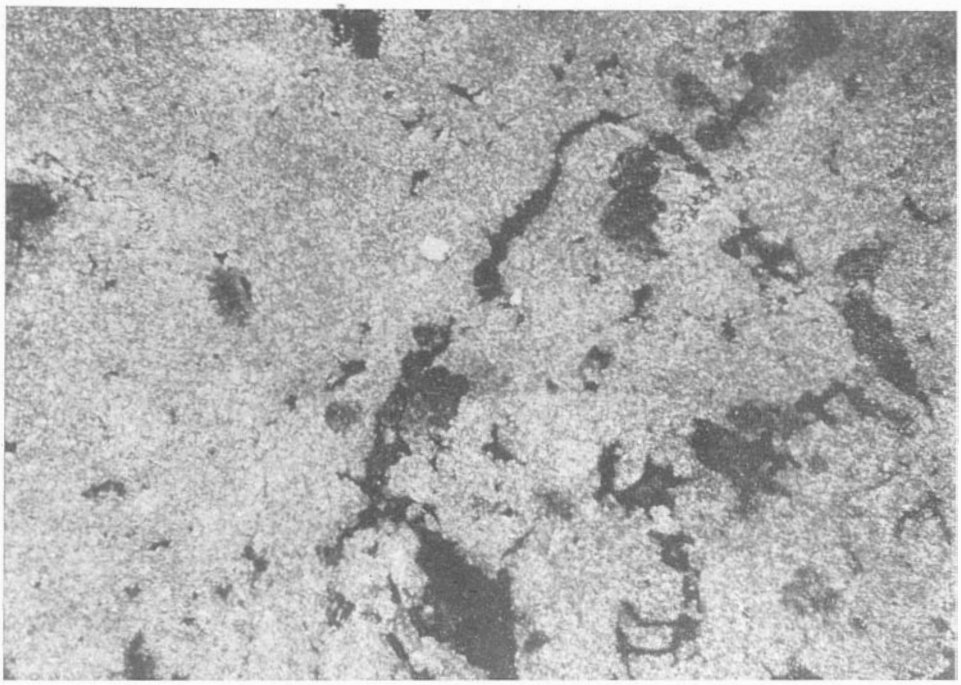


Таблица XXX. Трещины синерезиса, образовавшиеся в результате старения конкреции (интенсивность ТЛ конкреции — 140 усл. ед.) Q_{1-2}. Николи+; × 63.

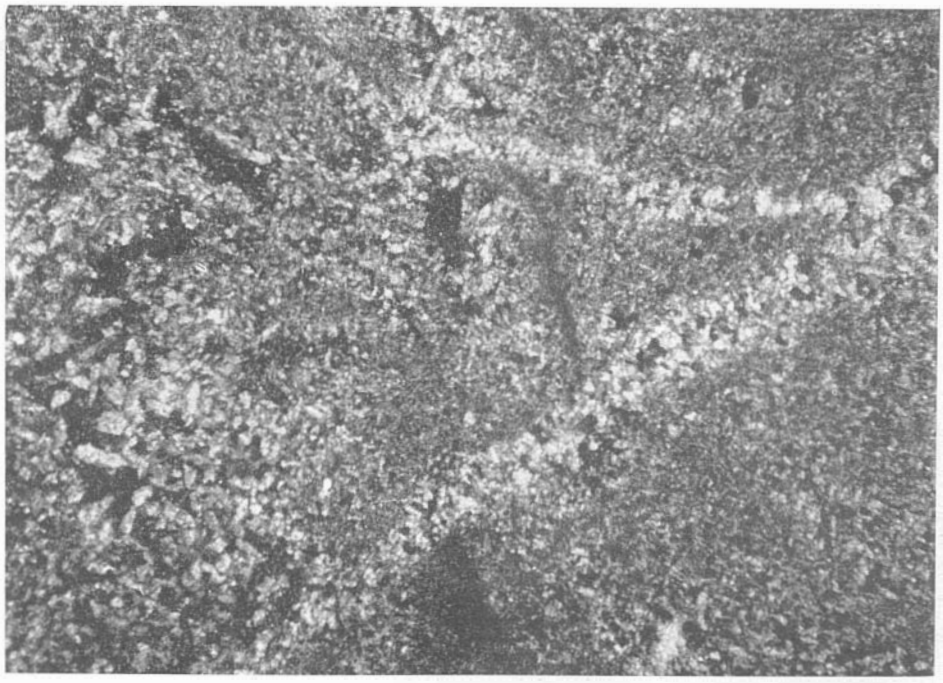


Таблица XXXI. Перекристаллизация карбонатной массы по трещинам синерезиса (интенсивность ТЛ конкреции — 300 усл. ед.) N_2^3 bt. Канава БК-1. Николи+; × 63.

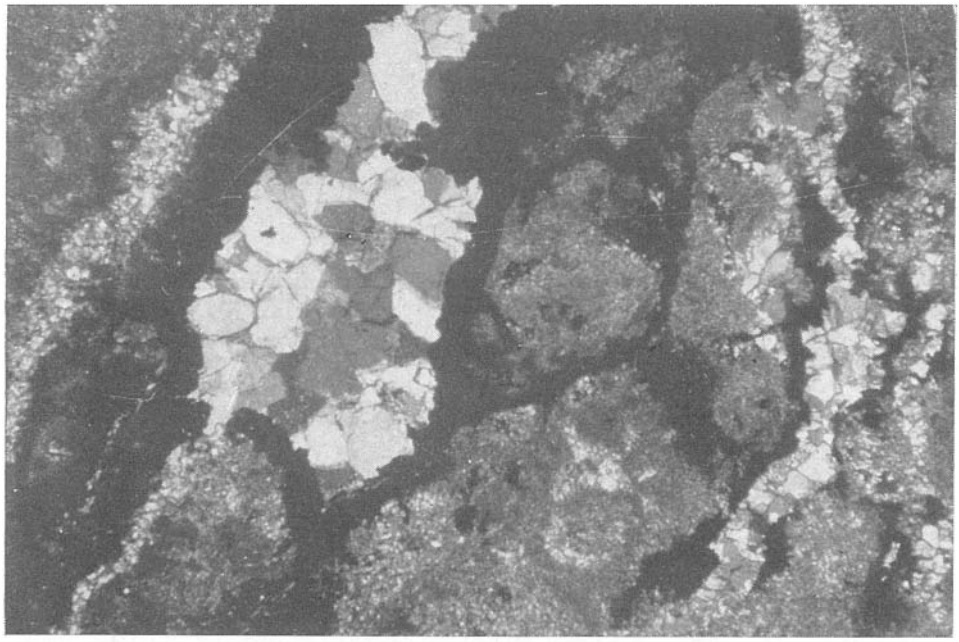


Таблица XXXII. Повсеместная перекристаллизация карбонатной массы (интенсивность ТЛ конкреции — 465 усл. ед.) $N_1^3 - N_2^1$ chr. Карьер ЗВ-15. Николи+; × 63.

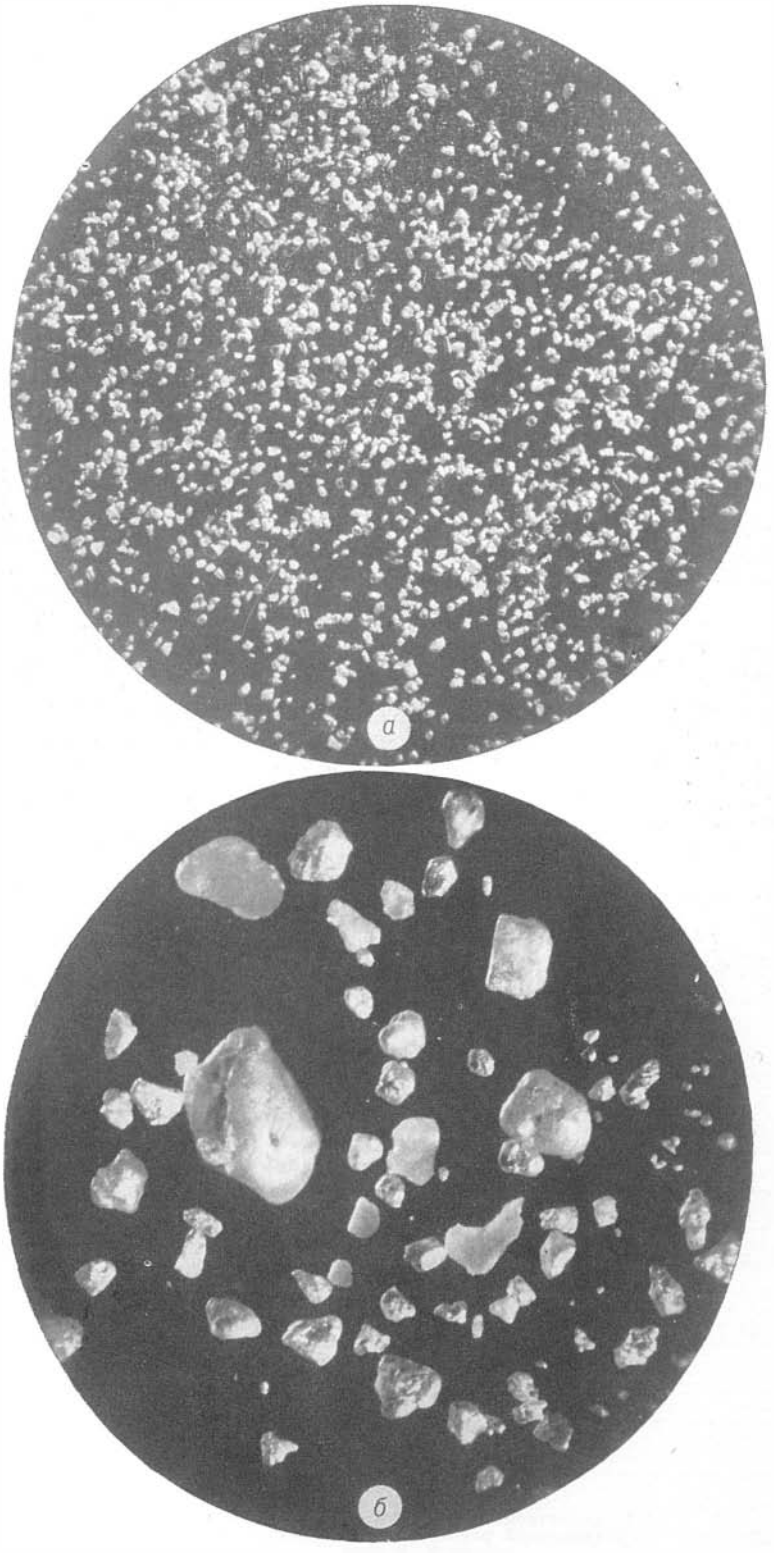


Таблица XXXIII. Песчано-алевритовая часть породы из средне-верхнечетвертичных отложений: *а* — Тобольского материка; *б* — Ишим-Иртышского междуречья. ×40.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Глава I. Обзор литературы по литологическим исследованиям четвертичных отложений по району работ . . . 9
Глава II. Методы исследования 16
Глава III. Основные черты литологии 18
Глава IV. Внутриформационные коры выветривания 84
Глава V. Условия формирования четвертичных отложений района 95
Заключение 106
Литература 109
Фототаблицы 117

Ирина Ивановна Задкова

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛИТОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧИЙ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ ИРТЫША

Ответственные редакторы
Федор Андреевич Никитенко, Игорь Владимирович Волков

Редактор *Г. А. Есева*
Художник *Е. Ф. Зайцев*
Художественный редактор *В. И. Шумаков*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректор *В. В. Бухалова*

Сдано в набор 9/I—1973 г. Подписано к печати 10/VII—1973 г. Бумага машиномелованная, ф-т 70×108¹/₁₆. 7,25 печ. л.+1,25 печ. л. на мел. бум. 11,9 усл. печ. л., 12,2 уч.-печ. л. Тираж 550. МН-[illegible]; Заказ № 26н. Цена 1 р. 20 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.