

В.С. Зыкина, И. А. Волков, М. И. Дергачева

**ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
И ИСКОПАЕМЫЕ
ПОЧВЫ
НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геологии и геофизики

В.С. Зыкина, И.А. Волков, М.И. Дергачева

**ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
И ИСКОПАЕМЫЕ
ПОЧВЫ
НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1981



6548
3499

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981.

В книге описаны основные разрезы, особенности распространения и условия залегания верхнечетвертичных отложений, развитых на различных элементах древнего рельефа. Всесторонне охарактеризованы ископаемые почвы и образуемые ими педокомплексы. Приведены данные по распространению, условиям залегания, макро- и микроморфологическим признакам и свойствам ископаемых почв. Изложены результаты всестороннего специального изучения органического вещества почв. На основе комплекса использовавшихся методов и радиоуглеродного датирования дана детальная схема расчленения верхнечетвертичных отложений Новосибирского Приобья и охарактеризованы условия их формирования.

Табл. 25. Ил. 36. Библ. 208 назв.

Ответственный редактор

С.А. АРХИПОВ

Под Новосибирским Приобьем авторы подразумевают участок долины Оби от Ордынского до Кольвани вместе с прилежащими к этой долине лево- и правобережными междуречными пространствами от низовьев р. Сумы на северо-западе до долины р. Бердь выше пос. Маслянино и района дороги Черепаново—Сузун на юго-востоке. Территория эта расположена на стыке Западно-Сибирской равнины с Салаирским Кряжем и предгорьями Алтае-Саянской горной области. Здесь распространены различные генетические типы континентальных четвертичных отложений, формировавшихся под влиянием процессов, которые протекали в изменчивой природной обстановке. Изучение этих отложений представляет большой научный интерес. Оно дает возможность решить многие принципиальные вопросы стратиграфии и палеогеографии внеледниковой и приледниковой зон Западной Сибири.

Изучение геологического строения и стратиграфии Западно-Сибирской равнины шло своеобразно. Здесь развивались оригинальные представления, часто без достаточно четкого сопоставления фактического материала Западно-Сибирской равнины и других регионов. Все это привело к рождению ряда гипотез и концепций, нередко отличных от тех, которые применялись для других регионов, в том числе и непосредственно примыкающих к Западно-Сибирской равнине. Так, например, широкое распространение получили ошибочные идеи моногляциализма и малой изменчивости климата четвертичного периода в Сибири ("исконно сибирский климат"). Все это получило отражение в представлениях об условиях осадконакопления и времени формирования отдельных горизонтов четвертичной толщи.

В послевоенное время и особенно в последнее десятилетие произошли коренные изменения как в объеме и качестве получаемой информации, так и в представлениях о геологическом строении толщи позднечетвертичных осадков. Этому способствовали геологические и геоморфологические съемки, стратиграфические исследования в научных и производственных организациях, внедрение новых методов исследований и укрепление связей научных работников Сибири с исследователями других регионов страны и зарубежными учеными.

Последнее десятилетие ознаменовалось в четвертичной геологии дифференциацией отдельных дисциплин. Бурно развивались исследования по раннему и среднему плейстоцену, голоцену, морской четвертичной геологии и т.д. Важнейшим событием следует считать быстрое обособление в самостоятельную отрасль четвертичной геологии изучение позднечетвертичного отрезка истории и голоцена.

Новые результаты, полученные с применением новых методов исследования (палеопедологический, палеомагнитный, радиоуглеродный, палеотемпературный и т.д.), в значительной степени пополнили накопленную ранее информацию и обусловили необходимость коренного пересмотра многих уже сформировавшихся и получивших широкое распространение представлений.

Степень изученности Западно-Сибирской равнины значительно слабее, чем некоторых других регионов, таких как Западная Европа, Северная Америка и Европейская часть СССР. Это отставание сохраняется и до настоящего времени. Несмотря на то, что в последние годы достигнуты значительные успехи в сопоставлении строения позднечетвертичной толщи Западно-Сибирской равнины и других регионов, все же этот вопрос следует считать основным при оценке перспектив дальнейших исследований. Представления о строении, времени и условиях формирования подразделений позднечетвертичной толщи должны быть приведены в соответствие с таковыми других регионов. Это касается как ледниковой, так и приледниковой и, в особенности, внеледниковой зон. Только после выполнения такой работы будет внесена ясность в процесс накопления осадков на протяжении ранне- и среднечетвертичного времени.

В Западной Сибири пока не решены некоторые важные общие вопросы ледниковой теории. Так, остаются неясными взаимоотношения между континентальными и морскими осадками казанцевского межледниковья, плохо изучены ледниковые образования, не выяснено соотношение ледникового комплекса с речными и озерными осадками приледниковой зоны. Без решения этих вопросов невозможно дальнейшее развитие представлений об осадконакоплении во внеледниковых районах равнины.

Исследования последних лет существенно способствовали изучению образований внеледниковой зоны Западно-Сибирской равнины. Они показали, в частности, что осадконакопление здесь протекало под влиянием тех же основных климатических колебаний, которые проявлялись в позднечетвертичное время и в других регионах. Это получило отражение в представлениях о строении толщи позднечетвертичных и голоценовых образований. Важнейшей задачей дальнейшего изучения позднечетвертичной толщи внеледниковой зоны Западно-Сибирской равнины следует считать выяснение пространственных и фациальных связей между развитыми здесь древними озерными, речными, озерно-дельтовыми и субаэральными осадками. Отчасти это сопоставление проведено в настоящей работе на примере Новосибирского Приобья, однако это пока только начало разработки указанной проблемы.

Рассматриваемый район включает в себя крупный промышленный и хозяйственный комплекс Новосибирска и его окрестностей. Здесь велись и проводятся различные геологические, инженерно-геологические и строительные работы, и знание залегающих на поверхности наиболее молодых рыхлых отложений крайне необходимо широкому кругу специалистов-практиков. Особое значение имеет изу-

чение широко распространенной субаэральной толщи, включающей горизонты лёссовых отложений и ископаемые почвы.

Целью настоящей работы явилось систематическое описание стратиграфии и условий формирования верхнечетвертичной толщи рассматриваемого региона, а также палеогеографии позднего плейстоцена и голоцена с широким использованием палеопедологических исследований и данных радиоуглеродной геохронологии. Такие исследования были проведены впервые не только в рассматриваемом районе, но и во всей Сибири.

Важнейшей особенностью изучения четвертичной толщи, в том числе ее верхнечетвертичной и голоценовой части, явилось широкое применение палеопедологического метода, который в последнее время приобретает в четвертичной геологии все большее значение. Его следует рассматривать как новый эффективный биостратиграфический метод, который в комплексе с другими дает возможность разработать дробную стратиграфию и наиболее полную палеогеографию четвертичного периода. До последнего времени ископаемые почвы в Сибири фактически не подвергались специальному всестороннему изучению. Для успешного использования данных палеопедологии были поставлены и решены следующие задачи: 1) выяснение геологического строения толщи верхнеплейстоценовых субаэральных отложений и установление положения ископаемых почв в ее разрезах; 2) комплексное исследование основных морфологических свойств позднеплейстоценовых ископаемых почв, выделение признаков их диагностики и сопоставления; 3) выяснение основных закономерностей развития процессов почвообразования позднего плейстоцена; 4) восстановление физико-географической обстановки и палеоландшафтов времени формирования верхнечетвертичной толщи.

Важную роль при изучении ископаемых почв сыграло всестороннее сравнительное изучение органического вещества, позволившее, с одной стороны, выявить уровень его сохранности и особенности вторичных преобразований, а с другой — определить наиболее характерные свойства, которые могли бы служить надежным диагностическим признаком генетического типа и тем самым отражали бы условия формирования почв. Основные характеристики органического вещества способствовали также сопоставлению одновозрастных почв, прослеживаемых в разных разрезах, и позволили показать возможность использования органического вещества как индикаторного признака биоклиматической обстановки. Органическое вещество явилось также исходным материалом для определения возраста ископаемых почв радиоуглеродным методом.

Важной частью работы явилась корреляция осадков, развитых на междуречьях и в долинах. Это сопоставление дало возможность до некоторой степени обрисовать процесс позднечетвертичного осадконакопления в целом. При этом использовались отразившиеся в строении ископаемых почв признаки вторичных изменений каждой ископаемой почвы. Эти признаки указывают на сильное переувлажнение, процессы солифлюкции и криогенеза, наступившие непосредственно после формирования почвы. Они использованы при палеогеогра-

фических построениях как доказательство активного местного стока, который должен был проявляться как в мелких, так и в более крупных долинах, а также и в долинах самой Оби.

В основу работы положены результаты многолетних полевых работ, проводившихся в конце шестидесятых и в семидесятых годах И.А. Волковым, а в последние годы и В.С. Зыкиной. Всего рассматривается около 50 разрезов, из которых 35 изучено палеопедологическим методом. Кроме того, учтены данные по многим разрезам, которые не приведены в работе из-за ограниченного объема. Важным дополнительным источником информации, особенно при изучении субаэральных отложений, явились данные ручного бурения глубиной до 10 м.

Исследования органического вещества проводились М.И. Дергачевой и В.С. Зыкиной. Использованы данные радиоуглеродного датирования органических остатков из верхнечетвертичной толщи, проведенные в лаборатории абсолютной геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л.В. Фирсовым и В.А. Паньчевым и в радиоуглеродной лаборатории Института географии АН СССР В.Л. Лыхиним, который принимал участие также и в экспедиционных исследованиях. Раковины наземных и пресноводных моллюсков определялись И.А. Волковым и В.С. Зыкиным, а кости млекопитающих В.С. Зажигиным, И.В. Фороновой и Н.Д. Оводовым.

Авторы придерживаются классификации лёссовой комиссии ИНКВА использованной при составлении карты лёссов Европы масштаба 1:2500000. Термин "лёсс" по этой классификации понимается широко. Кроме типичного лёсса под ним объединены песчанистый лёсс, глинистый лёсс и некоторые иные лёссовидные отложения.

Во время экспедиционных и камеральных работ в процессе подготовки настоящей книги к изданию авторы пользовались товарищеской поддержкой и советами В.Н. Сакса, С.А. Архипова, В.С. Волковой, В.В. Вдовина, М.Ф. Веклича, А.А. Величко, М.И. Гаджиева, В.С. Зыкина, В.А. Курачева, В.А. Мартынова, Т.С. Морозовой, Г.С. Панина, В.А. Паньчева, Н.А. Сиренко, И.Н. Степанова, Ф.С. Тофанюка, Я.Г. Шаевича, большая оформительская работа выполнена В.А. Грин. Всем названным лицам авторы выражают свою благодарность.

ИЗУЧЕННОСТЬ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВИНЫ И РАЗВИТИЕ ПАЛЕОПЕДОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДА

Юго-восточная часть Западно-Сибирской равнины в пределах Барабы, Восточной Кулунды и Предалтайской равнины изучена лучше, чем ее другие районы. Здесь проводились разнообразные изыскания, специальное геологическое картирование и тематические геологические и геоморфологические исследования. Сведения о позднечетвертичных отложениях указанной части равнины содержатся в работах довоенного времени [Православлев, 1933; Ильин, 1930, 1935, 1978; Гусев, 1934; Москвитин, 1940; Нагорский, 1941 и др.]. Более обстоятельные работы появились в первое послевоенное десятилетие [Бейром, 1947; Матвеевская, 1956; Вдовин, 1956; Малолетко, 1959; Кучин, 1960], но и в них толща лёссовых пород, развитых на междуречьях, обычно рассматривалась в целом, без подразделения на разновозрастные горизонты, без попыток сопоставить отдельные горизонты лёссовых пород в разных районах. Большое внимание в это время уделялось вопросу о генезисе и условиях формирования лёссовых пород. Подавляющее большинство авторов связывают формирование террас Оби и накопление слагающих их осадков с обильным стоком ледниковых вод во время таяния ледников в Алтае-Саянской горной области. При этом каждой ледниковой эпохе, по представлениям того времени, должна была соответствовать речная терраса Оби. Все эти взгляды отражали сравнительно низкий общий уровень изученности четвертичной системы, как в Сибири, так и за ее пределами. В 1957 г. была опубликована стратиграфическая схема четвертичных отложений предалтайской части Западно-Сибирской равнины [Мартынов, 1957; Решение и труды..., 1969; Решение и труды, 1970], которая сыграла важную роль в дальнейшей разработке стратиграфии плейстоцена рассматриваемой территории.

Последние два десятилетия были временем бурного развития хозяйства всей Сибири и в особенности района Новосибирска. Резко возросла также интенсивность геологических и географических исследований, в том числе и в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Кроме исследователей-теоретиков и геологов, занятых геологическим картированием, важную роль в выяснении строения верхнечетвертичной толщи сыграли инженеры-геологи и другие специалисты-практики, которые способствовали выяснению многих особенностей строения новейших отложений. С геологическим картированием тесно связана напряженная систематическая работа по дальнейшей разработке и уточнению стратиграфических схем, которая на протяжении указанного периода проводилась фактически непрерывно. Важную роль в этой работе сыграли совеща-

ния Межведомственного стратиграфического комитета. Так, в 1961 г. была предложена схема сопоставления четвертичных отложений южных районов Западно-Сибирской низменности [Мартынов, 1961], в которой сопоставлены позднечетвертичные и иные четвертичные отложения Барабы, Кулунды, Предалтайской равнины и других районов внеледниковой зоны. Эта схема легла в основу среднемасштабного геологического картирования всей южной части Западной Сибири, а также успешно использовалась многими специалистами практиками [Никитенко, 1961, 1963, 1968]. Уже в начале шестидесятых годов было опубликовано много работ, в которых содержались новые важные сведения о строении верхнечетвертичной толщи Новосибирского Приобья [Ряпина, 1960, 1962, 1963; Никитенко, 1961, 1962, 1963, 1966; Сулакшина, Рождественская, 1966 и др.]. Большая часть этих работ была посвящена характеристике покрова лёссов и лёссовидных отложений. Среди них выделяются работы Ф.А. Никитенко, в которых приводятся разнообразные количественные характеристики верхнечетвертичных и более древних покровных отложений и высказываются предположения об условиях их формирования. Автор подчеркивает важность процессов диагенеза в формировании своеобразных свойств лёссовых пород, таких как просадочность. В работах Ф.С. Тофанюка и В.И. Шарова также приведены физические и химические свойства верхнечетвертичных и более древних покровных отложений. Большое значение имеют данные относительно условий залегания и строения толщ покровных отложений междуречий и склонов, в которых чередуются горизонты лёссов и ископаемых почвы.

Дальнейшее развитие получило изучение позднечетвертичной толщи в семидесятые годы. В это время наряду с традиционными методами в практику исследований вошли палеопедологические исследования и радиоуглеродное датирование. Это сразу же резко продвинуло знание о строении позднечетвертичных отложений на Земле. Изучение позднего плейстоцена в последние годы быстро обособляется в важную самостоятельную ветвь четвертичной геологии. Было окончательно выяснено, что климатические колебания в позднем плейстоцене протекали синхронно и носили всеобщий характер для северного полушария. Этот вывод был в значительной степени сделан на основе разработки и межрегиональной корреляции стратиграфических схем позднечетвертичных лёссовых отложений и сопоставления времени накопления осадков различного генезиса в ледниковой, приледниковой и внеледниковой зонах основных страторегионов северного полушария, а отчасти и южного. Общему успеху изучения новейших отложений способствовало в значительной мере резкое оживление связей специалистов, работающих в разных регионах, прежде всего — международные связи ученых. Состоялось несколько конгрессов ИНКВА и ряд международных стратиграфических и палеогеографических совещаний, организовано проведение международных научных тем, таких, например, как программа международных геологических корреляций, которая затронула, в известной мере, и территорию Новосибирского Приобья.

В этот период резко продвинулось и изучение позднего плейстоцена Новосибирского Приобья. Этому в значительной мере способствовало внедрение в практику исследований радиоуглеродной абсолютной геохронологии и палеопедологического метода.

И.А. Волков [1971а] выделил и всесторонне охарактеризовал сложно построенную позднечетвертичную субэзральную формацию равнин умеренного пояса северного полушария и показал, что эпохи почвообразования, периоды формирования лёссов и иных субэзральных осадков, а также другие палеогеографические события протекали в течение позднего плейстоцена в Америке, Европе и Западной Сибири более или менее одновременно. В работах Л.В. Фирсова и В.А. Панычева [Фирсов, Панычев, Орлова, 1971а,б 1972; Фирсов, Панычев, 1973; Панычев, 1975, 1979] опубликованы радиоуглеродные даты, на основании которых можно судить о времени накопления различных в генетическом отношении горизонтов верхнечетвертичных отложений Новосибирского Приобья и других районов Западной Сибири. В работах С.А. Архипова [Архипов, 1971, 1973; Архипов и др., 1973; Волков, Архипов, 1978; и др.] содержится большой новый материал относительно времени и условий накопления аллювия и формирования террас Оби, в том числе и в пределах Новосибирского Приобья. В них на основании большого количества радиоуглеродных дат показано, что террасы Оби имеют значительно более молодой возраст, чем это считалось раньше.

Большой новый материал получен в результате среднемасштабного геологического картирования [Решение и труды..., 1970; Адаменко, 1974; Мартынов и др., 1977]. Основная ценность этих работ состоит в том, что в них обобщен большой новый фактический материал, полученный не только в результате описания естественных обнажений и искусственных выработок, но также на основании большого объема бурения. Главнейшие особенности состава и условий залегания различных компонентов позднечетвертичной толщи охарактеризованы в них на высоком уровне с широким использованием биостратиграфических данных. Данные же радиоуглеродного метода в этих работах использованы, к сожалению, слабо.

Интересные данные по территории, непосредственно примыкающей к рассматриваемому району с юга, содержатся в книге А.Н. Зудина с соавторами [Зудин и др., 1977]. Особенно интересны биостратиграфические и палеомагнитные данные, значительно дополняющие сведения о строении четвертичных отложений Восточной Кулунды.

В 1976 г. авторами была предложена схема расчленения верхнечетвертичных отложений Новосибирского Приобья (см. ниже), в которой использованы данные радиоуглеродного, палеопедологического и палеомагнитного методов. Позднечетвертичная субэзральная толща в этой схеме впервые получила дробное стратиграфическое расчленение. Первоначальные представления о возрасте некоторых ниже- и среднечетвертичных горизонтов были уточнены в

результате палеомагнитных исследований [Волков, Архипов, 1978]. В этой работе приведены также данные о строении различных генетических типов верхнечетвертичных осадков, развитых в районе Новосибирска.

Как уже указывалось, изучение четвертичной толщи в Новосибирском Приобье впервые проводилось с широким использованием палеопедологического метода. Изучение древних почв проводилось с учетом всего опыта, накопленного исследователями по этому вопросу в нашей стране и за рубежом. Еще в конце XIX в. исследователи стали уделять внимание встречающимся в разрезах ископаемым почвам и различно объясняли их происхождение [Агафонов, 1894; Армашевский, 1883; 1903; Докучаев, 1893; Бысоцкий, 1899, 1900; Феофилактов, 1884 и др.]. Основположением палеопедологии следует считать русское ученого К.Д. Глинку [1904], который указал на возможность использования ископаемых почв наряду с остатками фауны и флоры для реконструкции палеогеографических условий. Дальнейшее изучение ископаемых почв с применением определенной методики их исследования, учетом географического распространения связаны с именами А.И. Набоких (1915), В.И. Крокоса [1926, 1927, 1930, 1931, 1934, 1935 и др.], Л.Ф. Лунгерсгаузена [1934], А.И. Москвитина [1930] и др. В.И. Крокосом [1934] была создана первая стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины, основанная на изучении ископаемых почв, сделана попытка реконструкции некоторых почвенных покровов, сформулированы теоретические и практические положения палеопедологии. Позже, в сороковых-пятидесятых годах теоретические и методические основы изучения ископаемых почв в нашей стране были определены более четко и всесторонне [Тюрин, Тюрина, 1940; Герасимов, 1946, 1961; Петров, 1950; Глазовская, 1956; Веклич, 1961].

У нас в стране и за рубежом палеопедологические исследования получили особенно широкое распространение в послевоенные годы. В Чехословакии, например, были всесторонне изучены ископаемые почвы позднего плейстоцена и более древних подразделений четвертичного периода. Были выделены циклы почвообразования и сделаны попытки реконструкций природной среды прошлого на основании анализа ископаемых почв [Kukla, 1961, 1969; Kukla, Lozek, 1961; Klima, *et al.*, 1962; Kukla *et al.* 1962; Smolikova, 1963, 1969, 1972; Lozek, 1964; Pelešek, 1972; Смоликова, Ложек, 1965; Смоликова, 1969]. Особенно важные результаты получены по анализу строения и условий формирования ископаемых почв и педокомплексов позднего плейстоцена (ПК-1 и ПК-2+3). Аналогичные работы проведены в Болгарии [Койнов, 1956; Фотакиева, 1974], Польше [Nakoneczny, 1960; Мойский, 1967, 1969; Klatka, 1970; Maruszczak, 1976], Венгрии [Bronger, 1969, 1970; Печи, 1976; Печи, Шибени, 1969] и Югославии [Bronger, 1971]. Важное значение для стратиграфии четвертичного периода получило изучение ископаемых почв в ГДР и ФРГ [Muckenhausen, 1954; Ostendorf, 1954; Lieberohr, 1964; Bronger, 1966, 1969;

Brunnacker, 1967; Naase e. a., 1970; Sabelberg e. a., 1974; Frechen, 1975 и др.), в Австрии (Fink, 1954, 1956, 1961; Финк, 1966; Fink, Kukla, 1977). В последние годы в составе ИНКВА стала работать специальная лёссовая комиссия, которая уделяет большое внимание также и изучению ископаемых почв [Mojski, 1976].

В результате всей этой работы методы изучения ископаемых почв были значительно усовершенствованы и расширены. Работы по отдельным регионам и целым странам позволили широко использовать ископаемые почвы для составления стратиграфических схем четвертичного периода. Большое значение имеют данные, полученные по изучению наиболее молодых, позднечетвертичных почв, возраст которых во многих местах был определен радиоуглеродным методом.

Большая работа по изучению ископаемых почв проведена в Северной Америке [Фрай и др., 1968]. Исследователи США рассматривают ископаемые почвы как важнейшие стратиграфические рубежи, соответствующие межледниковьям и межстадиялам. На стратиграфических и палеогеографических схемах четвертичного периода и в особенности позднего плейстоцена присутствуют регионально развитые горизонты ископаемых почв (сангамонская, фармдейльская, почвы ту-крик и брейди) и разделяющие их покровы лёссов [Frye e. a., 1968; Ruhe, 1968; Loss and ..., 1968; Dreimanis, Goldthwait, 1973; The Wisconsinan ..., 1973]. Некоторыми отечественными исследователями предприняты попытки обобщить весь этот большой фактический материал [Величко, 1963; Кригер, 1965; Веклич, 1968; Москвитин, 1970; Волков, 1971а; Кинд, 1974; Серебряный, 1978].

Оживленно протекало в послевоенные годы изучение ископаемых почв и в Европейской части СССР. В центральных и отчасти южных районах Русской равнины большие результаты получены исследователями Института географии АН СССР [Величко, 1961, 1963, 1973; Величко, Морозова, 1969а,б; Величко и др., 1976]. Геологического института АН СССР [Иванова, 1966; Кинд, 1974] и в Московском государственном университете [Добродеев, 1968, 1970, 1971, 1972, 1973а,б]. Большое значение приобрело исследование почв для стратиграфических и палеогеографических целей на Украине [Веклич, 1961, 1969; Веклич, Сиренков, 1972, 1976; Дубняк, 1974; Заморий, 1975, Опорные разрезы..., 1969; Палеоландшафты..., 1975]. Здесь эти почвы легли в основу дробной схемы плиоцена и четвертичного периода.

Достигнутые успехи в изучении ископаемых почв позволили не только использовать их для составления детальных стратиграфических схем, но и реконструировать с их учетом палеопедологические и палеоландшафтные карты для различных межледниковий и интерстадиалов четвертичного периода [Морозова, 1962, 1963а, 1969а, 1972б; Величко, Морозова, 1972в, 1973; Дубняк, 1972, 1974; Сиренко, 1974б; 1977]. Существенное значение для настоящих исследований имеют палеогеографические карты Русской равнины микулинской и брянской эпохи почвообразования [Величко,

Морозова, 1963; 1972в, 1973], а также аналогичные карты для территории Украины [Опорные..., 1969; Сиренко, 1976; Веклич, 1977]. Эти же исследования позволили дать оценку различным методам изучения ископаемых почв и их педокомплексов и выделить наиболее перспективные из них [Чичагова, 1961; Морозова, Чичагова, 1968; Глушанкова, 1972; Ливеровский, 1973; Глушанкова, Аммосова, 1973, 1974; Сиренко, 1974а, 1977; Морозова, 1975; Методика..., 1979].

Ископаемые почвы Западно-Сибирской равнины до последних лет специально не изучались. Однако многие исследователи еще в довоенное время отмечали их наличие в четвертичных отложениях различных районов. Первые сведения о присутствии ископаемых почв в четвертичных отложениях юго-восточной части Западно-Сибирской равнины содержатся в работах А.М. Кузьмина [1929] и Р.С. Ильина [1929, 1978]. П.А. Православлев [1933] при расчленении четвертичных отложений Приобья Кулундинской степи сообщил о наличии в них гумусовых прослоев различного генезиса. А.И. Москвитин (1940), описывая лёссы и лёссовидные отложения Сибири, указал на широкое развитие ископаемых почв в районе Новосибирско-Барнаульского Приобья и подчеркнул, что они могут иметь важное значение для корреляции геологических образований различного возраста. Он также отметил, что ископаемые почвы в Сибири остаются фактически не изученными. Несколько позднее, М.П. Нагорский [1941], рассматривая основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской равнины, кратко описал в разрезах Приобской увалистой равнины горизонты ископаемых почв.

В 50-60-х годах в связи с широким развитием геологического картирования и разработкой более детальных стратиграфических схем появляется много работ по различным регионам Западной Сибири, в которых содержатся сведения и об ископаемых почвах. Впервые при изучении отложений Тобольского и Белогорского "материков" С.А. Архиповым и Г.И. Худяковым [1961] сделана попытка использовать ископаемые почвы при разработке стратиграфии антропогена Западной Сибири. Ими выделено и прослежено три цикла антропогеновой аккумуляции, в кровле каждого из которых отмечаются основной гумусовый горизонт с наложенной зоной криотурбаций. Сделан вывод о последовательности образования циклов: каждый седиментационный цикл заканчивается гумусовым горизонтом с хорошо прослеживающимися на нем древнемерзлотными явлениями. Данные исследования позволили авторам по-новому подойти к расчленению и корреляции антропогеновых пород приледниковой и ледниковой зон рассматриваемого района.

В западной части Обь-Иртышского междуречья В.С. Волкова [1966] во внеледниковой области выделила ископаемые почвы, подстилающие колтырминскую и преображенскую свиты. Она использовала ископаемые почвы как важные реперы при разработке стратиграфии этого обширного района и для палеогеографических целей. В более поздней работе [Волков, и др., 1973] на основании по-

лученных радиоуглеродных дат возраст обеих ископаемых почв и разделяющих их отложений был определен как позднечетвертичный. На основании спорово-пыльцевых данных было показано, что обе почвы формировались в условиях климата, близкого к современному или даже более теплого.

При проектировании железной дороги Тюмень—Сургут во внутренних частях междуречий А.И. Воробьевым [1969] прослежены аналогичные ископаемые почвы, которые распространены регионально и имеют стратиграфическое значение. Наиболее подробно изучались две верхние ископаемые почвы [Волкова и др., 1970]. Нижняя почва формировалась под лесостепной растительностью при участии лугово-болотных форм, свидетельствующих о значительных процессах заболачивания территории. Состав пыльцы и спор верхней ископаемой почвы указывает на развитие лесной и лесостепной растительности и на теплые климатические условия межледниковья.

Б.В. Мизеров [1966] при описании четвертичных отложений Среднего Приобья выделил ископаемую почву казанцевского времени. Она разграничивает лёссовидные суглинки тазовского и зрянского возраста. В том же районе С.А. Архиповым [Архипов и др., 1973] прослежена другая ископаемая почва, соответствующая каргинскому интерстадиалу. По растительным остаткам из этой почвы получена радиоуглеродная дата каргинского возраста.

Наиболее широко ископаемые почвы распространены в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины, поэтому работы, связанные с их изучением, здесь особенно многочисленны. Почти все исследователи, при изучении четвертичных отложений Предалтайской равнины, крупногрядовой равнины Восточной Кулунды и составлении стратиграфических схем указывают на присутствие ископаемых почв в разрезах [Петров, 1948; Мартынов, 1957, 1961, 1965, 1966; Малолетко, 1959; Михальченко, 1960; Фениксова, 1961; Адаменко, 1963, 1967, 1968; Архипов, 1965; Зудин, Паньчев, 1968; Зудин, 1969 и др.] и нередко делают заключения о типе почвообразования без специального изучения и достаточно надежного аналитического обоснования. Стратиграфическое значение ископаемых почв при этом учитывается недостаточно [Ряпина, 1960, 1961, 1962; Малолетко, 1963, 1972; Мартынов, 1961, 1965, 1966]. Некоторые исследователи пытались использовать ископаемые почвы в стратиграфических целях. Так, С.А. Архипов, М.Р. Вотих и Т.А. Казьмина [1968] отмечают, что при расчленении красnodубровской свиты на нижнюю и среднюю можно использовать в качестве маркирующего горизонта пачку сближенных ископаемых почв. По мощному почвенному горизонту О.М. Адаменко [1974] проводит границу между кочковской и красnodубровской свитами.

Более подробно четвертичные ископаемые почвы описаны С.Н. Селяковым и И.Г. Зальцманом [1959] по буровым скважинам на крупногрядовой равнине Восточной Кулунды. По генезису они объединили их в четыре группы: лесостепные-степные, болотные и лугово-

болотные, переходные от черноземных к болотным, луговые и лугово-черноземные. Авторы подчеркнули важность дальнейшего изучения этих образований для стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода.

В.Е. Рясиной [1963] изучались ископаемые почвы ранне- и среднечетвертичных отложений от устья р. Алей до р. Барнаулки. Почвы охарактеризованы морфологически и аналитически, сделаны соответствующие выводы, в основном по морфологическим данным. Отмечены диагенетические преобразования их, которые происходят после захоронения почв (замытость верхней границы гумусового горизонта, наличие в нем карбонатов, оглинение, значительное количество железистых бобовин), прослежено чередование лугово-мергелистых, лесных слабоподзоленных и степных почв в соответствии с геоморфологическими условиями их формирования. Как отмечает автор, принадлежность почв к тому или иному типу для данного района можно установить лишь по морфологии почвенных горизонтов, так как аналитические данные ничего не дают из-за диагенетического преобразования физико-механических и физико-химических свойств почв.

Исследованию органического вещества ископаемых почв разреза Белово посвящена работы Н.И. Глушанковой [1971а, 1972, 1977]. Ею изучен качественный состав гумуса, определены оптическая плотность гуминовых кислот и фульвокислот, инфракрасные спектры и элементный состав гуминовых кислот. Десять ископаемых почв объединены в три группы по морфологическим признакам, составу и свойствам органического вещества, с учетом ландшафта времени их формирования. Первая группа почв характеризует луговые ландшафты поймы, почвы второй группы формировались в степных и лугово-степных ландшафтах водораздельных пространств, развитие третьей группы почв происходило в лесостепных условиях водоразделов. Н.И. Глушанкова отмечает, что несмотря на диагенетические преобразования гумуса, сохраняются основные закономерности форм связи гуминовых кислот с минеральной частью почвы, а также величина отношения $C_{ТК} : C_{ФК}$, характерные для современных почв. Это позволяет использовать данные показатели для диагностики ископаемых почв. По почвам можно восстанавливать палеогеографические условия для значительного периода плейстоцена, что в конечном итоге служит основой для стратиграфического расчленения неоген-четвертичных отложений Верхнего Приобья.

Изучая физико-химические свойства ископаемых почв А.В. Евсеев и В.С. Хорев [1972] пришли к выводу, что показатели физических свойств гумусовых горизонтов ископаемых и современных почв сравнительно близки. Различие показателей физических свойств ископаемых почв и почвообразующих пород может служить критерием для выделения в разрезе нечетко выраженных ископаемых почв. Развернутое описание основных разрезов Верхнего Приобья [Белово, Калистратиха и др.], где наиболее полно представлены горизонты ископаемых почв, дал А.В. Евсеев [1973,

1978]. Им проведен комплекс почвенных анализов, позволяющих уточнить генезис ископаемых почв. Автор попытался проследить историю развития почвенного покрова с целью реконструкции палеоландшафтов. Опираясь на данные термолуминесцентного [Шелкоплас и др., 1973] и радиоуглеродного методов [Евсеев, Ильичев; 1974], он выделил шесть возрастных пределов формирования почв различного типа профиля, отметил, что стратиграфическое значение имеют почвы с хорошо развитым профилем. Им исследовано девять разновозрастных ископаемых почв, объединенных в три почвенные серии. Ископаемые почвы, по заключению автора, сформировались в течение плейстоцена в условиях степного и лесостепного ландшафтов.

Наличие хорошо выраженных горизонтов ископаемых почв, их региональное распространение в володарской свите Приобского плато отмечает А.Н. Зудин [Зудин и др. 1977]. На основании морфологических признаков ископаемых почв он пришел к заключению, что почвы формировались в условиях высокого уровня грунтовых вод по типу лугово-пойменных и лугово-черноземных. С учетом результатов почвенно-геохимических исследований им были реконструированы степной, лугово-степной ландшафты умеренно-прохладной и умеренно-влажной зон. Почвы телеутской свиты пойменной фации А.Н. Зудин идентифицирует с таковыми володарской свиты, а вне телеутской долины выделяет двоянные профили, свидетельствующие о длительности процесса почвообразования при смене климатических условий: сухая степь-лесостепь. Почвы калманской свиты слабо выражены. По мнению А.Н. Зудина это связано с существенным изменением условий почвообразования. По данным буферности почв у Вяткино, он сближает их с черноземами, а у Елунино - с подзолами.

В районе Новосибирского Приобья существенный вклад в исследование ископаемых почв внесли специалисты-практики, занятые изучением инженерно-геологических и строительных свойств лёссовых пород [Никитенко, 1957, 1959, 1961, 1962, 1963, 1964, 1968; Тофанюк, Шаров, Швецов, 1966; Тофанюк, 1967; Тофанюк, Шаров, 1968]. В многочисленных работах Ф.А. Никитенко по изучению физико-механических свойств лёссовых пород большое внимание уделяется ископаемым почвам как стратиграфическим горизонтам, разделяющим лёссовые отложения. В одной из своих работ он [Никитенко, 1964] отмечает наличие регионально развитых ископаемых почв в средне-верхнеплейстоценовых отложениях Кулундинского и Новосибирского Приобья. Им проведены морфологические, физико-химические и микроморфологические исследования ископаемых почв, на основании которых делается вывод об отнесении их к дерноволуговым и лугово-степным почвам полного профиля. Указано, что этапы отложения покровных суглинков и супесей чередовались с формированием почв.

Ф.С. Тофанюк, В.И. Шаров и Г.И. Швецов [1966] выделили в среднеплейстоценовой краснодубровской свите ископаемые почвы, лежащие обычно на глубине 8, 12 и 22 м. В работе Ф.С. Тофа-

нюка [1967] показано, что в лёссовых отложениях центральной части Новосибирского Приобья хорошо прослеживаются три погребенные почвы, которые возможно имеют стратиграфическое значение. Они распространены как на междуречьях, так и на склонах и следуют неровностям более древнего рельефа. Для диагностики ископаемых почвенных горизонтов Ф.С. Тофанюк предлагает использовать показатель выветрелости минералов. В 1968 г. Ф.С. Тофанюком и В.И. Шаровым была сделана попытка расчленения лёссовых отложений Новосибирского Приобья по ископаемым почвам. При выделении почв они руководствовались следующими признаками: повышенное содержание гумуса, более глинистый состав в сравнении с вышележащими породами, понижение значения рН, отсутствие карбонатов кальция. Повсеместное распространение двух почвенных горизонтов, отнесенных к черноземному профилю, позволило расчленить лёссовую толщу красnodубровской свиты на три слоя и сделать вывод о наличии степного ландшафта и континентального климата с сухим жарким летом и морозной зимой в период их формирования. Сравнение ископаемых почвенных профилей с современными привело авторов к заключению о развитии процессов почвообразования в период формирования этих почв в том же направлении, что и в современную эпоху. Ф.С. Тофанюк и В.И. Шаров подчеркивают, что изучение ископаемых почв играет важную роль при составлении инженерно-геологических карт и региональных оценках нормативных и расчетных характеристик грунтов.

И.А. Волков [1971а] при выделении позднечетвертичной субаэральной формации проследил строение и условия залегания позднечетвертичного покрова лёссовидных отложений в юго-восточной части Барабы и в низовьях р. Берди, между двумя ее левыми притоками Шипунихой и Койнихой. Им установлена последовательность формирования субаэральных отложений Новосибирского Приобья, в которых выделяются бердский педокомплекс, искитимская и суминская ископаемые почвы, разделенные горизонтами лёссов. По стратиграфическому положению и строению ископаемые почвы были сопоставлены И.А. Волковым с таковыми других регионов. При этом показано, что горизонты ископаемых почв являются важными стратиграфическими и палеогеографическими рубежами, отделяющими различные этапы формирования осадков континентальных формаций (ледниковой, субаквальной, субаэральной). Позднее правильность намеченной стратиграфической схемы была отчасти подтверждена радиоуглеродным датированием (Волков, 1973; Панычев, 1975). В результате дальнейших исследований субаэральных отложений в низовьях рек Шипунихи и Койнихи было детально изучено шесть комплексов ископаемых почв, взятых за основу при построении стратиграфической схемы расчленения четвертичной толщи покровных отложений Новосибирского Приобья [Волков, Зыкина, 1977а,б].

Сложное, ритмичное строение лёссовых отложений в Новосибирском районе отмечено также Я.Е. Шаевичем [1975а,б], который

подчеркнул, что ископаемые почвы являются важнейшим элементом, отражающим цикличное формирование лёссовых пород. При слабой выраженности почв в разрезах они выделяются по комплексу физико-химических и инженерно-геологических свойств.

3499

Ближайшим к Новосибирскому Приобью и Восточной Кулунде регионом, в пределах которого также широко распространены лёссовые породы с ископаемыми почвами, является Кузнецкая котловина. Ископаемые почвы этого региона впервые описаны А.И. Лаврентьевым, Э.Д. Рябчиковой и Е.К. Чугуевской [1969] в обрыве левого берега Томи у с. Бедарево. Нижняя ископаемая почва этого разреза по времени образования условно сопоставлена ими с казанцевским межледниковьем, три верхние отнесены к каргинскому интерстадиалу (паудорф), караульско-ньяпанскому и аллёреду. Морфологические признаки, физико-химические свойства и данные минералогического анализа свидетельствуют о формировании этих почв в степных условиях. На основании большого фактического материала, полученного при дальнейших исследованиях [Рябчикова, 1971а,б; Рябчикова, Чугуевская, 1973, 1977; Алексеева, Рябчикова, 1974] удалось выявить основные закономерности распространения верхнечетвертичных ископаемых почв и лёссовидных отложений и установить, что ископаемые почвы, в основном черноземного типа. С развитием радиоуглеродного метода появилась возможность непосредственно датировать органическое вещество ископаемых почв, уголь и растительные остатки в них [Фирсов и др., 1971а,б; 1972; Архипов, 1973; Фирсов, Панычев, 1973; Панычев, 1975]. В отмеченных выше работах приведены радиоуглеродные даты как ископаемых почв, так и разделяющих их отложений, что способствует прослеживанию ископаемых почв и корреляции их в различных разрезах.

Приведенный исторический обзор свидетельствует о том, что в районе Новосибирского Приобья накоплена весьма обширная информация о строении четвертичных отложений. Разнообразные сведения относительно условий и времени формирования различных элементов верхнечетвертичной толщи в значительной мере опираются на данные радиоуглеродной хронологии. Здесь изучено много естественных обнажений, искусственных выработок и буровых скважин. Разнообразная информация получена и в результате изучения физических, химических свойств осадков, их гранулометрического и минералогического состава. Накоплены важные биостратиграфические данные. Все это позволяет рассматривать Новосибирское Приобье как район, наиболее изученный в отношении строения четвертичной толщи во всей Сибири. Выявленные здесь закономерности можно в значительной мере экстраполировать на другие районы внеледниковой зоны Сибири. Крайне важно, чтобы в дальнейшем изучение четвертичных отложений здесь было продолжено. Эти исследования несомненно принесут новые результаты, которые окажут самое существенное влияние на развитие всей четвертичной геологии Сибири.

На территории Новосибирского Приобья широко распространены верхнечетвертичные субаэральные образования, включающие горизонты ископаемых почв, которые встречаются, как правило, в виде почвенных комплексов, состоящих из двух почв. Распространение ископаемых почв прослежено в разрезах, вскрытых в карьерах, береговых обнажениях, оврагах, шурфах и в скважинах ручного бурения (рис. 1). В качестве опорных избраны разрезы карьеров близ ст. Ложок и пос. Шипуново в Искитимском районе Новосибирской обл. Они обладают наибольшей полнотой и представительностью. Здесь ископаемые почвы имеют радиоуглеродные даты.

Более детально исследовались ископаемые почвы с хорошо сохранившимися и наиболее развитыми профилями, так как лишь при изучении таких почв, которые прошли период квазиравновесного состояния, когда индивидуальные свойства почв уже сформировались за характерное для них время (Соколов, Таргульян, 1976), можно составить наиболее полное представление о направлении основного почвообразовательного процесса во время их формирования. Такая почва сохраняет совокупность наиболее устойчивых, консервативных свойств, объективная оценка которых позволяет диагностировать тип древнего почвообразования.

При изучении ископаемых почв признаки первичного почвообразования были отделены от вторичных, диагенетических, не связанных с процессом почвообразования. Это было достигнуто анализом большого количества признаков ископаемых почв, таких как строение генетического профиля, мощность его горизонтов, косвенно свидетельствующая о длительности формирования почв, структура, новообразования, ходы землероев. Лишь при выделении существенных морфологических признаков ископаемых почв, которые отражают характер основных почвообразовательных процессов, был сделан вывод о генезисе почв и физико-географической обстановке их формирования. Так, строение профиля и мощность гумусового горизонта нижней бердской почвы ясно указывают на то, что она формировалась более длительное время, чем верхняя бердская почва и почвы искитимского педокомплекса. Ряд признаков, таких как осветленная верхняя часть гумусового горизонта и потёчная нижняя граница его, наличие мощных гумусированных языков-затек (нижняя бердская почва), свидетельствуют о том, что они возникли в период вторичного преобразования. В связи с тем, что ископаемые почвы определяются по той же совокупности признаков, что и современные, к ним применены все современные методы почвенных исследований [Крокос, 1931; Герасимов, 1946; Глазовская, 1956; Руз, 1968; Сиренко, 1974а; Морозова, 1963б, 1975; Глушанкова, Аммосова, 1974; Методика..., 1979]. Поэтому при изучении ископаемых почв Новосибирского Приобья были применены основные методы, используемые при исследовании современных почв.

Сравнительно-морфологический метод явился одним из основных при изучении ископаемых почв, поскольку от него во многом зави-

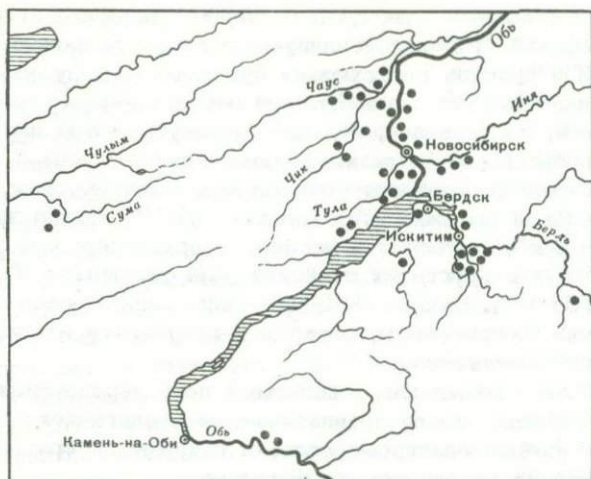


Рис. 1. Схема расположения исследованных разрезов

сит результативность последующих аналитических исследований. Сущность метода заключается в детальном описании всего генетического профиля почв по схеме, аналогичной для современных почв, сопоставлении почв каждого стратиграфического горизонта, расположенных на различных элементах рельефа и в различных разрезах.

Морфологическое описание сопровождалось детальной зарисовкой профилей ископаемых почв и отбором образцов из генетических горизонтов почв и горизонтов лёссов для дальнейшего исследования их физико-химических особенностей, а также для микроморфологических исследований.

Сравнительно-аналитический метод, наряду с сравнительно-морфологическим, позволил выявить основные физико-химические свойства ископаемых почв и отметить изменение их во времени.

Механический анализ выполнялся по Н.А. Качинскому методом пипетки [Качинский, 1958]. По данным этого анализа можно судить о перераспределении гранулометрических фракций по профилю ископаемых почв, установить оглиненность отдельных горизонтов, вызванную определенными почвенными процессами.

Валовой анализ почвы и илистой фракции был проведен на квантотометре. Полученные данные позволяют проследить изменения в содержании химических элементов по почвенному профилю ископаемых почв, определить направленность и интенсивность почвообразовательного процесса и его особенности.

Анализ определения CO_2 карбонатов ископаемых почв по методу И.Ф. Голубева [Агрохимические методы..., 1960] позволяет установить степень карбонатности почв, определить наличие карбонатно-иллювиальных горизонтов.

Несмотря на то, что эти анализы являются информативными для современных почв, к интерпретации данных этих анализов ископае-

рых почв необходимо подходить с учетом специфики залегания почвенных профилей. Так как исследуемые почвы встречаются в педокомплексах и прослой лёссовидных суглинков между ними часто имеют незначительную мощность, то верхние горизонты нижележащей почвы, как правило, бывают затронуты в той или иной степени почвообразовательным процессом верхней почвы.

Определение кислотности почв (потенциометрическим методом) и анализ водной вытяжки [Аринушкина, 1970] можно использовать, лишь учитывая химическое и морфологическое строение профиля ископаемых почв и другие их свойства. Как указывают Т.Д. Морозова [1975] и А. Bronger [1974] кислотность почв относится к неустойчивым признакам, которые в результате вторичных преобразований изменяются.

В настоящее время для ископаемых почв перспективными методами исследования после сравнительно-морфологического считаются методы изучения микроморфологии почвенных горизонтов и особенностей их органического вещества.

Непосредственно перед микроморфологическим изучением ископаемых почв и лёссовых отложений, в которых они встречаются, было проведено исследование текстурных и структурных особенностей ненарушенных образцов их по методике, рекомендованной многими исследователями [Ларионов, Приклонский, Ананьев, 1959; Волков, 1960; Волков и др., 1969].

Микроморфологическое изучение ископаемых почв проводилось по шлифам из генетических горизонтов всех исследуемых верхне-четвертичных почв. Для каждой из них были выявлены особенности микростроения, выделены отдельные черты элементарных почвенных процессов, подтверждающих выводы о генезисе и характере основного почвообразовательного процесса во время формирования почв, сделанные по морфологии, физико-химическим свойствам и составу органического вещества; отмечены вторичные признаки, возникшие в результате диагенеза почв.

При микроморфологическом изучении ископаемых почв учитывались характерные их особенности, которые заключаются в том, что почвы в результате диагенеза утрачивают часть признаков микростроения и сохраняют только наиболее устойчивые [Морозова, 1963б; Добровольский и др., 1974]. К последним, по мнению W. Kubiena [1956] Т.Д. Морозовой [1963б, 1975], можно отнести микростроение основной массы агрегатов, формы пор, микростроение оптически ориентированных глин, глинистые натеки. При интерпретации оригинальных данных, а также в качестве сравнительного материала использовались работы по микроморфологии [Парфенова, Ярилова, 1958, 1977; Минашина, 1960; Феофарова, 1960; Герасимов, 1962; Герасимов и др., 1966; Целищева, 1966; Ярилова, 1971; Семина, 1973; Методика..., 1979; и др.].

Наряду с традиционными методами палеогеографического анализа осадочных отложений изучение органического вещества приобретает все большее значение в связи с тем, что почти все свойства любой почвы, как показано рядом авторов, зависят от содержания

и состава органического вещества. "Одним из основных признаков, - писала М.М. Кононова [1968, с. 17], - отличающих почву от материнской породы, является наличие органического вещества, количество и природа которого в значительной степени определяют направление процессов почвообразования..." Поэтому можно полагать, что изучение органического вещества в горизонтах ископаемых почв позволит получить достаточно емкую информацию о первоначальных процессах гумусообразования (т.е. почвообразования - В.В. Пономарева, 1956), но и выявить изменения, происходящие с момента захоронения почв до настоящего времени. По сравнению с другими палеогеографическими методами, как отмечала Н.И. Глушанкова [1972], изучение гумуса ископаемых почв имеет ряд преимуществ, так как гумус постоянно присутствует в плейстоценовых отложениях и позволяет диагностировать условия образования почв и вмещающих их осадочных отложений, даже если в них отсутствуют пыльца и фаунистические остатки. Кроме того, характеристики органического вещества индицируют условия образования почв как отдельного стратотипического горизонта, так и определенного элемента рельефа.

Практически, для того чтобы использовать органическое вещество для диагностики ископаемых почв, необходимо решение двух кардинальных вопросов: выявления наиболее характерных свойств гумуса, которые могли бы служить надежными диагностическими признаками генетического типа и тем самым отражали условия формирования почв, и определение характера и степени изменения органического вещества под влиянием вторичных преобразований.

Следует отметить, что первый вопрос в основном решен, и многочисленными исследованиями последнего времени выявлены основные характерные черты гумуса ископаемых почв (особенности содержания и распределения общего углерода, отдельных групп гумусовых веществ, их связи с минеральной частью почв и свойства отдельных компонентов) и выделены признаки, которые могли бы служить диагностическими [Тюрин, Тюрина, 1940; Герасимов, 1961; Чичагова, 1961; Морозова, Чичагова, 1968; Глушанкова, 1971а,б, 1972; Глушанкова, Аммосова, 1974; Дергачева, Зыкина, 1977, 1978; Бирюкова, 1976, 1978; Бирюкова, Орлов, 1978б; Орлов и др., 1979, и др.]

В связи с некоторыми различиями в толковании отдельных терминов приводим некоторые из них. Под гумусом мы понимаем совокупность органических веществ почв, включающих как специфические, так и неспецифические вещества, исключая растительные остатки, не утратившие свое анатомическое строение. Гумусовые вещества (основные компоненты гумуса, группы гумусовых веществ) - это специфические органические (гумусовые) кислоты: гуминовые кислоты, фульвокислоты и их органо-минеральные соединения. Система гумусовых веществ почвы - совокупность гумусовых кислот в их активном взаимодействии, взаимосвязи, взаимовлиянии и, вероятно, взаимопревращении и отношении с другими системами почвы (например, системой микроорганизмов и т.д.).

Наиболее устойчивым признаком состава гумуса как современных, так и ископаемых почв является отношение содержания гуминовых кислот к фульвокислотам ($C_{ГК}:C_{ФК}$) [Тюрин, 1951; Зонн, 1962; Кононова, 1963; Чичагова, 1961; Морозова, Чичагова, 1968; Глушанкова, 1972; Бирюкова, Орлов, 1978а; Бирюкова, 1976, 1978; Дергачева, Зыкина, 1978 и др.]. Соотношение этих компонентов гумуса остается неизменным в течение длительного времени или претерпевает несущественные изменения на протяжении всего периода существования почв. Поэтому считается, что отношение $C_{ГК}:C_{ФК}$ может служить для диагностики процессов почвообразования. Если в современных почвах стабильное состояние системы гумусовых веществ поддерживается постоянным поступлением свежего органического вещества [Фокин, 1975], то в ископаемых почвах такое поступление по понятным причинам крайне ограничено, и преобразование гумуса осуществляется, главным образом, за счет собственных ресурсов. Количество гумуса при этом сокращается, но при разложении гумусовых кислот только часть их минерализуется, а часть (и вероятно, довольно значительная), разлагаясь до промежуточных стадий, вновь участвует в построении или достройке молекул сформированной ранее системы гумусовых кислот [Гаджиев, Дергачева, 1977]. Так, по-видимому, реализуется характерная для многих природных процессов цикличность, за счет которой в ископаемой почве может поддерживаться исходный состав гумуса.

И.В. Тюрин и Е.И. Тюрин [1940] отмечали, что в почвах черноземного типа состав гумуса при погребении не изменяется, так как минерализация одних групп соединений компенсируется новообразованием других за счет неполного разложения. Они допускали при этом, что почвы подзолистого типа должны претерпевать такие изменения, которые приблизят их по составу гумуса к черноземному типу. Однако многочисленные данные по соотношению основных компонентов гумуса в профиле ископаемых почв показывают, что это соотношение сохраняется и в почвах подзолистого типа на характерном для них уровне [Чичагова, 1961; Глушанкова, 1972].

Таким образом, данные группового состава гумуса можно использовать в качестве одного из диагностических признаков при характеристике процессов формирования ископаемых почв.

Общеизвестно, что многие показатели состояния органического вещества в почвах не очень строго укладываются в рамки принятых классификационных почвенных единиц, по которым легко определить биоклиматическую обстановку почвообразования. Поэтому значительный интерес представляют попытки определить самостоятельное значение органического вещества почв как индикаторного признака биоклиматической обстановки. Так, О.Н. Бирюкова [1978], О.Н. Бирюкова и Д.С. Орлов [1978а] установили тесную коррелятивную зависимость между периодом биологической активности, длительность которого равна разности между продолжительностью периода с температурой выше 10°C и периода с запасом продуктивной влаги менее 1–2%, и отношением $C_{ГК}:C_{ФК}$ и предложили

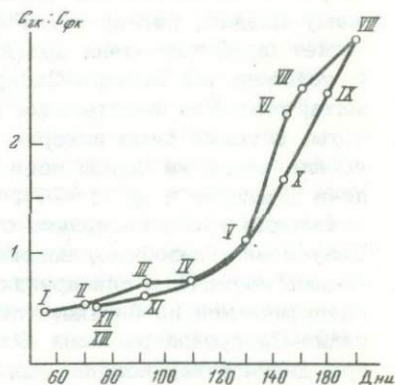
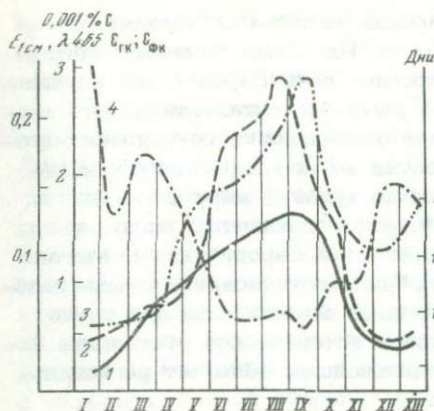


Рис. 2. Гумусные показатели почв зонально-генетического ряда и продолжительность периода биологической активности

1 - продолжительность периода биологической активности (дни);
2 - отношение $C_{ГК} : C_{ФК}$; 3 - оптические плотности гуминовых

кислот - величины $E \frac{0,001\% C}{1 \text{ см}, \lambda 465}$; 4 - относительное содержание липидов

I - тундровые почвы; II - глеево-подзолистые и болотно-подзолистые; III - подзолистые и подзолы; IV - дерново-подзолистые почвы; V - серые лесные почвы; VI-IX - черноземы: VI - выщелоченные; VII - типичные мощные, VIII - обыкновенные, IX - южные; X - каштановые почвы; XI - бурые полупустынные почвы; XII - серо-бурые почвы; XIII - сероземы северные малокарбонатные

Рис. 3. Зависимость типа гумуса ($C_{ГК} : C_{ФК}$) от продолжительности периода биологической активности

Условные обозначения см. на рис. 2

кривую зависимости типа гумуса от продолжительности этого периода (рис. 2). Авторы предлагают по аналитически определенному для ископаемых почв отношению $C_{ГК} : C_{ФК}$ на основании кривой зависимости типа гумуса от продолжительности периода биологической активности восстанавливать биоклиматическую обстановку, в которой происходило формирование ископаемой почвы. Не исключается возможность использования и других показателей гумуса: относительного содержания гуминовых кислот и липидов, E -величины гуминовых кислот, коэффициент корреляции которых с показателем $C_{ГК} : C_{ФК}$ очень высок. На основании зависимости гумусных показателей почв зонально-генетического ряда и продолжительности периода биологической активности (рис. 3) можно проводить диагностику почв.

Тем не менее, предложенные О.Н. Бирюковой и Д.С. Орловым [1978а] кривые зависимости гумусных показателей почв и про-

должительности периода биологической активности имеют, по нашему мнению, региональное значение. Их схема, видимо, успешно может быть применена при диагностике почв Европейской равнины. В условиях же Западно-Сибирской равнины континентальность климата, глубокое промерзание почв и длительность сохранения мерзлоты, а также сама история развития ее, накладывают специфические черты на почвы всех типов по крайней мере современных почв [Гаджиев и др. 1977], и гумусные показатели почв даже зональных типов несколько отличаются от Европейских аналогов. Безусловно, подобные, назовем их "диагностические", кривые необходимо вывести и для других регионов, в частности, для очень специфической по биоклиматической и исторической обстановке Западно-Сибирской равнины. Это в дальнейшем облегчит региональную диагностику ископаемых почв.

Л.Н. Александрова [1972] рекомендует характеризовать гумус почв не только по его свойствам в верхнем, аккумулятивном, горизонте, но и во всем профиле в целом, вводя понятие "гумусовый профиль". "Под гумусовым профилем понимается количество и характер распределения гумуса в пределах почвенной толщи, а также его групповой и фракционный состав, свидетельствующий о соотношении между основными группами гумусовых веществ и характером их связи с минеральной частью почвы" [Александрова, 1972, с. 3].

Характер изменения основных показателей состава гумуса по профилю почв дает дополнительные критерии для диагностики почв, особенно в тех случаях, когда состав гумуса верхних горизонтов идентичен или когда аккумулятивный горизонт неоднороден с глубиной [Пономарева, 1964; Дергачева, 1969 и др.]. Так, часто в почвах лесостепи наблюдается накопление гуминовых кислот в нижней части горизонта $A_1(A_1A_2)$ и соответственно значительно изменяется отношение $S_{ГК}:S_{ФК}$, на что ранее указали многие авторы [Пономарева, 1956, 1964; Мясникова, 1956; Чагина, 1960, 1962; Урусевская, 1963; Кононова, 1963; и др.]. В условиях Западной Сибири подробная характеристика гумусового профиля приобретает тем более важное значение, что само историческое развитие Западно-Сибирской равнины явилось причиной формирования полигенетических почвенных профилей, несущих в себе следы предшествующих фаз почвообразования [Добровольский, и др., 1969; Гаджиев и др., 1977].

Если соотношение основных групп гумусовых веществ ($S_{ГК}:S_{ФК}$), как отмечалось выше, претерпевает незначительные изменения во времени и сохраняется на уровне, характерном для современных почв, то фракционный состав гумуса дает несколько меньший объем информации об условиях формирования ископаемых почв, так как во фракционном составе гумусовых кислот (в пределах каждой из групп) происходят наибольшие изменения в период, протекающий после захоронения. Так, большинство авторов отмечают, что в составе гумуса ископаемых плейстоценовых почв преобладают гумусовые кислоты, связанные с кальцием или негидролизующие формы

гумусовых веществ, содержание которых значительно выше, чем в современных почвах соответствующих типов, что отсутствуют гуминовые кислоты фракции I, свободные или связанные подвижно с R_2O_3 и часто — фракции III, связанные наиболее прочно с глинистыми минералами [Чичагова, 1961; Морозова, Чичагова, 1968; Глушанкова, 1971а,б, 1972; Бирюкова, 1976; и др.].

Повышенное содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием, в этих почвах — факт заслуживающий особого внимания, так как причины такого повышенного содержания пока до конца не ясны. Увеличение гуматов кальция теоретически могло идти двумя путями: первый привел к некоторому увеличению гуматов кальция за счет чисто химического взаимодействия части гуминовых кислот фракции I, по-видимому, в основном за счет свободных их форм, с кальцием; второй сохранил их содержание на определенном, присущем им, первоначальном уровне, а увеличение относительного процента гуматов кальция происходило за счет полного разложения и исчезновения из состава гумуса гуматов полуторных окислов. Возможен, по нашему мнению, и третий путь — это разложение гуматов полуторных окислов, которое приводит частично к полной минерализации этой фракции, а частично к образованию промежуточных продуктов, идущих на достройку или построение новых молекул гуминовых кислот [Гаджиев, Дергачева, 1977]. Последние затем в условиях избытка кальция переходят в гуматы кальция. В настоящее время мы не можем пока оценить еще долю вклада каждого из путей преобразования гумуса в процессе возрастания с течением времени количества гуминовых кислот, связанных с кальцием, после захоронения почв. По-видимому, все-таки предположение, высказанное И.В. Тюриным и Е.И. Тюриной [1940], о возможности новообразования одних групп соединений гумуса за счет других при их неполном разложении было верным. Поэтому можно предположить, что в ископаемых почвах происходит разложение бурых гуминовых кислот и связанных с ними фульвокислот, а также свободных и связанных подвижно с полуторными окислами фульвокислот, продукты разложения которых идут на поддержание имеющейся (сформированной ранее) системы гумусовых веществ в динамическом равновесии. Вследствие этого при очень значительных сокращениях общего содержания органического вещества за период, прошедший от момента их захоронения до настоящего времени, состав гумуса остается почти постоянным, т.е. поддерживается за счет "внутренних ресурсов". По крайней мере, видимо, за счет этого в течение столь длительного времени он сохраняет черты, присущие ему в эпоху формирования почвы как природного тела.

Таким образом, анализ данных фракционного состава гумуса скорее может дать дополнительную информацию при изучении его вторичных изменений, что также необходимо учитывать при реконструкции палеогеографической обстановки времени формирования почв.

Установленное соответствие основных показателей состава гумуса современных и ископаемых почв позволяет определить клас-

сификационную принадлежность ископаемых почв. Однако при этом необходима большая уверенность в том, что органическое вещество действительно мало изменено в результате вторичных преобразований.

В последнее время О.Н. Бирюкова и Д.С. Орлов [1978] в качестве теста интенсивности вторичных изменений органического вещества предложили использовать наличие хлорофилла в ископаемых почвах. Эти вещества или их производные удобны в качестве индикаторных, так как весьма неустойчивы и легко подвергаются окислению и разложению в окислительной и биологически активной среде. Присутствие хлорофилла несомненно свидетельствует о том, что после захоронения почвы в ней сохранялись такие условия, при которых даже хлорофилл (не говоря уже о довольно устойчивой системе гумусовых веществ) сохранился. Свойства органического вещества из таких почв должны быть близки первоначальным свойствам до их погребения. Однако абсолютное содержание хлорофилла часто ниже чувствительности метода его определения, а в почвах, формирование которых идет в биологически активной среде, таких как черноземы, каштановые и другие, этот пигмент не обнаруживается вообще. Следовательно, отсутствие хлорофилла не может свидетельствовать о значительных вторичных преобразованиях органического вещества тех почв, в которых он не обнаруживался изначально.

В связи с этим необходим поиск дополнительных методов определения сохранности органического вещества после захоронения.

Нами [Дергачева, Зыкина, 1979] с этой целью был использован состав аминокислот, конституционно входящих в молекулы гуминовых кислот. Чем больше спектр аминокислот в гидролизуемой части гуминовых кислот, чем больше сходен их набор с таковым гуминовых кислот современных почв, тем, по-видимому, должна быть лучше сохранность органического вещества в целом. Многочисленные данные свидетельствуют, что аминокислотный состав может служить критерием сохранности органического вещества даже древнейших отложений [Дроздова, 1968, 1972, 1973, 1975, 1977]. Кроме того, аминокислотный состав в сочетании с другими методами исследования структуры молекул гуминовых кислот плейстоценовых почв (элементный состав, электронные и инфракрасные спектры, соотношение негидролизуемой и гидролизуемой частей молекул, наличие в них отдельных компонентов) может служить для диагностики последних.

Таким образом, за основу при диагностике ископаемых почв Новосибирского Приобья был взят принцип актуализма, позволивший выявить черты сходства и различия как между современными и ископаемыми почвами, так и между разными позднеплейстоценовыми почвами.

Для изучения органического вещества ископаемых почв применялась комплексная методика которая включала характеристику гумусового профиля и гуминовых кислот как компонента, предположительно наименее подверженного диагенезу.

Определение общего содержания гумуса в почвах проводилось по методу И.В. Тюрина, анализ фракционно-группового состава гумуса осуществлялся по схеме И.В. Тюрина в модификации В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой [1968]. Для выявления природы и особенностей строения гумусовых веществ был определен элементный состав и оптические свойства гуминовых кислот, применена инфракрасная спектроскопия, позволяющая установить наличие атомных групп и типов связей в молекулах кислот, определен аминокислотный состав и общее содержание углеводов, изучено молекулярновесовое распределение с помощью сефадексов, а также соотношение гидролизуемой и негидролизуемой частей молекул гуминовых кислот ископаемых почв. Препараты гуминовых кислот из ископаемых почв выделялись по методике, описанной Д.С. Орловым, Л.А. Гришиной, Е.Л. Ерошичевой [1969], пересаживались, отделялись центрифугированием и очищались обессоливанием по методу Флодина [Flodin, 1960].

ИК-спектры снимались на ИК-спектрофотометре UR-20 в стандартных условиях (соотношение препарата гуминовых кислот к KBr 1:300). Расшифровка спектров проведена при помощи таблиц, составленных Д.С. Орловым [1974], а также с использованием работ Дайера [1970], Беллами [1963] и Наканиси [1965]. Общее содержание углеводов определялось фенол-сернокислым методом Дюбуа в модификации А.А. Юхнина с соавторами [1974] при увеличении исследуемой навески до 100-300 мг. Спектры в ультрафиолетовой и видимой области в диапазоне волн 250-750 нм снимались на спектрофотометре Specord UV Vis. Элементный состав определялся по Преглю [Орлов и др., 1969] и дублирован на автоматическом анализаторе Хьюлетт-Паккард. Определение состава аминокислот проводилось на анализаторе Микротехна ААА-881 после предварительного 24-часового гидролиза гуминовых кислот при $t = 105^{\circ}\text{C}$ с 6 н HCl.

ДРЕВНИЕ ПОРОДЫ, РЕЛЬЕФ, ГИДРОСЕТЬ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Геологическое строение района Новосибирска отличается значительной сложностью и отражает его расположение на стыке Западно-Сибирской равнины с горной областью юга Сибири. Вблизи Новосибирска расположены различные структурные элементы, составляющие палеозойский скальный фундамент, на который налегают более молодые мезозойские и кайнозойские породы (рис. 4). Этот фундамент постепенно погружается в северо-западном направлении.

Нижняя часть видимых разрезов восточнее Новосибирска и в самом городе сложена палеозойскими скальными породами (сланцами и гранитоидами) и их корами выветривания. Среди осадочных пород преобладают морские среднепалеозойские. Местами они прорваны интрузивными телами. Широко распространены коры выветривания, большая часть которых имеет палеогеновый, отчасти неогено-

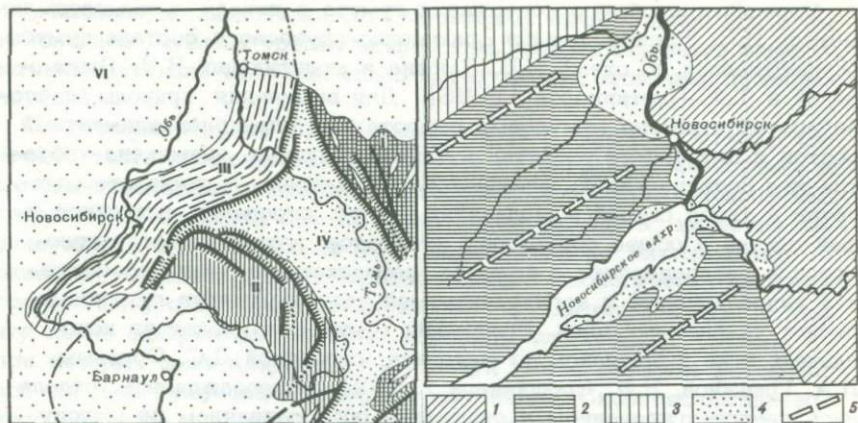


Рис. 4. Тектоническая схема северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области (по В.А. Кузнецову, 1954)

I – Кузнецкий Алатау (салаирская складчатость); II – Салаирский массив (каледонская складчатость); III – Колывань-Томская позднегерцинская складчатая зона; IV – Кузнецкий каледонско-герцинский межгорный прогиб; V – Горловский каледонско-герцинский межгорный прогиб; VI – Западно-Сибирская равнина (область мезозойско-кайнозойского прогибания)

Рис. 5. Основные типы рельефа в районе Новосибирска (по И.А. Волкову и С.А. Архипову, 1978)

1 – глубоко расчлененный эрозийный рельеф; 2 – крупногрядовый (увалистый) рельеф; 3 – пологоволнистый рельеф; 4 – слабо расчлененное террасированное дно крупных долин; 5 – гребни крупных гряд (увалов)

вый возраст. Они залегают на междуречьях, склонах и отчасти на дне долин. Это указывает на древний возраст местной гидросети Салаира и его предгорьев. Поверхность палеозойских скальных пород постепенно погружается в сторону Западно-Сибирской равнины.

Породы палеозойского фундамента перекрываются континентальными третичными отложениями. Эти отложения залегают под толщей лёссов и на поверхность не выходят. Среди них широко распространены миоценовые и плиоценовые глины и суглинки преобладающего озерного генезиса, выделенные в аральскую, павлодарскую и кочковскую свиты. Общая мощность их возрастает по мере удаления от Салаира на запад и юго-запад. Более молодые отложения налегают на охарактеризованные свиты с резким размывом. Среди них преобладают речные пески, супеси и озерные суглинки. Эти осадки выделены в каргатскую и барнаульскую пачки, а также в федосовскую свиту ранне- и среднечетвертичного возраста.

Основная часть форм рельефа в районе Новосибирска сложена рыхлыми кайнозойскими породами, главным образом четвертичными

отложениями различного генезиса, возраста и состава. На межлу- речных пространствах, склонах, а отчасти и на дне долин, широко распространены лёссы и лёссовидные отложения, в которых встре- чаются ископаемые почвы. Мощность этих отложений и их состав непостоянны. В Восточной Кулунде (к юго-западу от Новосибир- ска) мощность толщи нередко достигает 100 м и более. Есть раз- резы, в которых прослеживается более 10 ископаемых почв. Мне- ния относительно условий формирования лёссовой толщи несколько расходятся, хотя почти все исследователи полагают, что она отла- галась в основном в субаэральной обстановке. Некоторые счита- ют, что основным процессом был деловиально-пролювиальный за- счет поступления материала с гор, другие же полагают, что основ- ную роль играл эоловый фактор, а материал приносился с запада. Новейшие исследования позволяют заключить, что справедлива вто- рая точка зрения.

Лёссы и лёссовидные отложения образуют сложные по условиям залегания и по составу разновозрастные покровы, налегающие друг на друга и разделенные поверхностями денудационного среза или ископаемыми почвами и их комплексами. Состав и строение лёс- совых отложений зависят от форм рельефа, на которых они разви- ты. В пределах города и к востоку от него широко распространены лёссовидные глинистые пески, а западнее, на крупногрядовой равни- не, господствуют осадки алевритового и суглинистого состава. Дос- таточно ясно прослеживается также зависимость залегания, соста- ва и мощности лёссовых отложений от ориентировки склонов. На западных и северо-западных склонах преобладают песчаные осадки небольшой мощности. Часто наблюдаются поверхности денудационно- го среза, ископаемых почв нет. На восточных и юго-восточных склонах обычно развиты супеси и суглинки с ископаемыми почвами. Сверху почти повсюду залегают позднечетвертичные лёссовые отло- жения. Покровы лёссовых отложений и ископаемые педокомплексы распространены регионально [Волков, 1971а; Волков, Зыкина, 1971а,б] и соответствуют определенным эпохам квартера.

Рассматриваемый район в течение большей части третичного и всего четвертичного периода был сушей. Здесь проявлялись нерав- номерные движения литосферы, выветривание, эрозия и континенталь- ное осадконакопление, формировался сложный рельеф. Четвертичные осадки в целом и в особенности верхнечетвертичные слагают раз- личные формы рельефа, поэтому выявление последовательности и истории осадконакопления возможно лишь с учетом строения и эво- люции рельефа.

Новосибирское Приобье включает несколько геоморфологических районов (рис. 5). Восточная часть Новосибирска и его предместьев располагается в пределах пологих западных склонов невысокого Салаирского горного хребта. С юга к Бердь-Инскому меж- дуречью подходит крупноувалистая равнина Новосибирско- Барнаульского Приобья, за которой в литературе утвердилось неверное название "Приобское степное плато", северо-западнее и севернее города, на левобережье Оби простирается слабо расчле-

ненная пологоволнистая равнина, переходящая на западе в плоскую Барабинскую степь. Свообразным сложным рельефом отличаются склоны и дно основных долин — Оби, Ини, Берди и др.

Правобережье Оби в пределах Обь-Инского и Бердь-Инского междуречий в целом относительно возвышено. Междуречные пространства постепенно поднимаются в восточном направлении от 150–180 м вблизи долины Оби до 300 и более метров на левобережье Ини и в верховьях Берди. Развит глубоко расчлененный эрозионный рельеф, отчасти выработанный в скальных породах. Сверху почти повсюду залегают покровные отложения. Иня и Бердь имеют густую сеть мелких местных притоков, обладающих глубокими преимущественно неширокими долинами с разветвленной сетью балок и суходолов. Склоны в совокупности занимают подавляющую часть поверхности. Достаточно ясно разграничиваются три основных элемента рельефа: центральные части междуречий, краевые участки междуречий и пологие склоны, балки и мелкие местные долины притоков Берди, Ини, Оби.

Наиболее возвышенные относительно плоские центральные участки междуречий занимают ограниченную территорию. Обычно они или протягиваются в виде нешироких полос между соседними водосборными бассейнами, или образуют между ними ограниченные по площади небольшие пятна. Даже здесь, вдалеке от долин, почти повсюду поверхность междуречий имеет некоторую покатость в сторону ближайших элементов гидросети. Нередко верховья ложбин и лошин, принадлежащих разным водосборным бассейнам, располагаются кулисообразно или, сливаясь верховьями, образуют на междуречьях подобие седлообразных понижений и неясно очерченных неглубоких сквозных долин. В связи с этим полосы междуречий нередко извилисты в плане и непостоянны по высоте.

Краевые участки междуречий, примыкающие к верховьям мелких местных элементов гидросети, обычно представляют собой сложную систему выпуклых, реже выпукло-вогнутых склонов. Высота таких склонов нередко составляет многие десятки метров, а максимальная крутизна достигает нескольких градусов. Характерны плавные переходы краевых участков междуречий в верхние части склонов элементов гидросети. Обнаженные склоны практически отсутствуют. Почти всюду они закреплены травянистым, древесным растительным покровом и почвой.

Сеть местных долин отличается густотой и многопорядковостью. Здесь достаточно ясно различаются все элементы местной гидросети (ложбины, лошины, суходолы, балки), выделенные в свое время А. С. Козменко [1954, 1957] на Русской равнине. Во внешних частях водосборных бассейнов местных долин преобладают ложбины, лошины, суходолы. Для большинства ложбин и лошин характерны вогнутое, желобообразное дно и слабо выпуклые, обычно довольно пологие склоны. Часто верховья ложбин, имеющие вид неясно очерченных понижений (потяжин), начинаются еще в краевой части междуречий и, постепенно расширяясь и углубляясь, соединяются

с более значительными по размерам эрозионными понижениями. Верховьями наиболее крупных лощин, особенно тех, что протягиваются в восточном и северо-восточном направлениях, нередко являются довольно ясные циркообразные понижения. Такие понижения особенно характерны для Бердь-Инского междуречья, но они встречаются и в других водосборных бассейнах левобережья Оби. В местной гидросети ясно прослеживаются следы двух этапов развития ложбин, во время которых активизировался сток.

Хорошим примером такого сложного строения ложбин и лощин являются верховья левого притока р. Зырянки, проходящего западнее угодий общества садоводов "Восход" близ Академгородка (рис. 6). Верховьями этого суходола, ограничивающего с севера неширокую полосу междуречья между бассейнами Берди и Зырянки, является довольно правильное циркообразное понижение диаметром около 300 м, из которого выходят две лощины, разделенные вытянутым останцом обтекания. Котловина имеет крутые склоны относительной высотой 7-10 м и довольно плоское дно, наиболее пониженная часть которого обособлена в виде округлой западины. Лощины располагаются на разной высоте. Дно лощины, ограничивающей останец с востока, вместе с относительно возвышенной частью дна котловины образуют подобие террасовидной поверхности. Последняя прослеживается вниз по течению суходола и соединяется с поверхностью второй надпойменной террасы Зырянки. Дно западины и лощина, ограничивающая останец с запада, вниз по течению переходят в дно суходола, которое в приустьевой части его сливается с поверхностью первой надпойменной террасы Зырянки.

Охарактеризованное строение верховьев суходола ясно свидетельствует о том, что его формирование было связано в основном с двумя этапами оживления стока. Во время первого из них образовалась восточная ложбина и террасовидная поверхность на левом склоне суходола, а во время второго — западная ложбина и дно суходола. Первый этап был во время формирования второй, а последний — во время формирования первой надпойменной террасы Зырянки. Следует заметить, что в последующее время, вплоть до современного, никаких активных преобразований рельефа не проявлялось. Дно суходола почти на всем его протяжении плоское и лишено тальвега. Слабый ручеек, возникающий весной в приустьевой части суходола, несет совершенно прозрачную воду. Это свидетельствует о том, что в настоящее время сколько-нибудь значительно перемещения наносов по дну лога не происходит. Характерной особенностью строения большинства суходолов Обь-Инского и Бердь-Инского междуречий является наличие плоского дна, ясно ограниченного от склонов, которые довольно часто осложнены террасовидным уплощением. Так же как и в приведенном выше примере, террасовидная поверхность вниз по направлению суходола согласуется со второй надпойменной террасой, а плоское дно — с первой надпойменной террасой главной долины. Такие особенности строения суходолов достаточно ясно прослеживаются в бассейнах рек Шипуники, Коёна, Шадрихи, Зырянки и многих других. Наличие

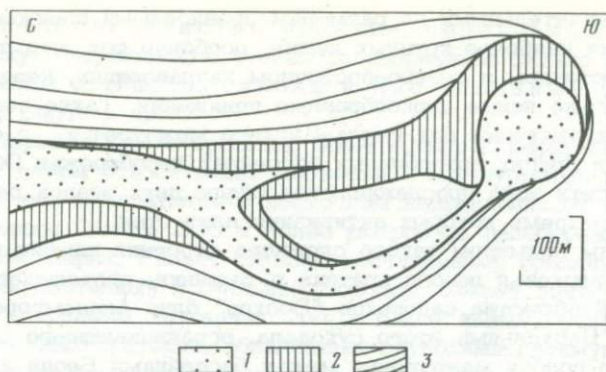


Рис. 6. Верховья балки, впадающей слева в Зырянку ниже коллективного сада "Восход" близ Академгородка

1 - дно балки, переходящее в первую надпойменную террасу р. Зырянки; 2 - террасовидная поверхность, переходящая во вторую надпойменную террасу; 3 - склоны суходола и междуречье

террасовидного уплощения на склонах и плоского дна свидетельствует о том, что формирование мелких элементов гидросети протекало в течение двух этапов активизации стока и эрозионных процессов.

Большинство крупных суходолов, балок и местных долин на правом берегу Оби протягивается либо в запад-юго-западном, либо в восток-северо-восточном направлениях. Это характерно как для притоков Ини, так и в особенности для притоков Берди. Такая ориентировка не отражает структурных особенностей древних скальных пород. По-видимому, она связана с особенностями субаэрального покровного осадконакопления на междуречьях в четвертичном периоде. Здесь простирание многих элементов местной гидросети совпадает с направлением наиболее сильных запад-юго-западных ветров. Подобное совпадение ориентировки рельефа с преобладающими ветрами наблюдается во многих регионах умеренного пояса северного полушария, в пределах которых широко распространены покровные субаэральные отложения [Кесь, 1963; Kes, 1972].

Мелкие элементы гидросети, входящие в сложноразветвленные водосборные бассейны местных долин Обь-Инского и Бердь-Инского междуречья, в настоящее время не функционируют. Выноса материала по их дну не происходит. Чаще всего здесь нет не только постоянного, но и временного стока. Лишь в наиболее значительных суходолах в весеннее время стекает вода, главным образом в виде безруслового стока по плоскому заболоченному дну. Нет сомнений в том, что вся эта сложная система мелких элементов гидросети является реликтовой. Формирование ее в основном завершилось еще до начала голоцена. Характерная покатая форма склонов с плавными переходами к междуречьям могла образоваться только в условиях широкого проявления мерзлотно-солифлюкционных процес-

сов. Не меньшую роль в моделировке рельефа играли также и процессы покровного субаэрального осадконакопления.

Основные местные долины рассматриваемого района имеют две террасы — вторую и первую, кроме того, прослеживается и достаточно ясно обособленная пойма. Обычно на дне балок и в верховьях местных долин русло проходит прямо по поверхности первой террасы. Эта терраса довольно резко переходит в выпуклые или выпукло-вогнутые склоны долины. Пойма в верховьях долин обычно отсутствует. Как правило, она появляется лишь в средней по течению части долин и особенно характерна для ее низовьев.

Многие местные долины имеют ясно выраженную вторую надпойменную террасу. Мелкие элементы гидросети (суходолы и балки) вблизи основных долин часто сливаются друг с другом своими склонами и образуют участки неровных сниженных поверхностей, сопрягающихся по высоте с поверхностью второй террасы главной долины. Относительная высота этой террасы и связанного с ней эрозионного уровня обычно постепенно поднимается вниз по основной долине от 5–10 м в верховьях до 20–25 и более метров в низовьях. Днища большей части мелких элементов гидросети (ложбин и ложи) сопрягаются по высоте с поверхностью второй надпойменной террасы главной долины. Только наиболее значительные по размерам суходолы и балки имеют добавочный врез, дно которого сопрягается по высоте с первой надпойменной террасой главной долины. Такие особенности строения рельефа хорошо прослеживаются, например, в пределах Бердь-Инского междуречья.

Хорошим примером, иллюстрирующим особенности строения рельефа местных долин правобережья Оби, может служить долина Второй Ельцовки — мелкого правого притока Оби в районе Новосибирска. Геоморфологические и геологические особенности долины Второй Ельцовки сходны с таковыми многих местных мелких рек Новосибирского Приобья, например Зырянки, Мильтюша, мелких притоков Чумыша, Берди, Ини и др. Несмотря на то что площадь водосборного бассейна Второй Ельцовки весьма невелика, ее долина сравнительно хорошо разработана и, несомненно, формировалась длительное время. В среднем и нижнем течении достаточно четко обособлены придолинное понижение, вторая, первая надпойменные террасы и пойма с тальвегом современного потока (рис. 7).

Придолинное понижение образовано неясно отграниченными от междуречья сниженными верхними частями склонов долины. Оно имеет ширину несколько сот метров, относительную глубину до 10 м и выработано в толще пород различного состава и возраста. Среди них особенно широко распространены желтовато-бурые суглинки и супеси с прослоями глинистого мелко- и тонкозернистого песка, слагающие основную часть разреза в оврагах, впадающих во Вторую Ельцовку. Эти отложения обычно описываются как краснодубровская свита [Адаменко, 1968; Архипов, 1971, 1973].

Вторая надпойменная терраса имеет значительную ширину. Площадка расположена на 10–15 м ниже поверхности придолинного понижения и возвышается над современным руслом на 7–11 м. Вбли-

3. Зак. 66

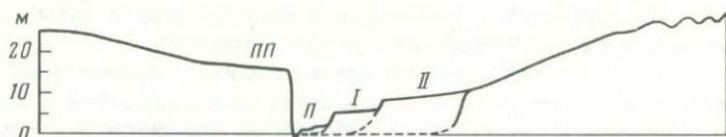


Рис. 7. Строение долины р. Второй Ельцовки в районе г. Новосибирска (2,5 км от устья)

П — пойма; I — первая надпойменная терраса; II — вторая надпойменная терраса; ПП — придолинное понижение

зи устья поверхность террасы сопоставляется по высоте с поверхностью широкой "толмачевской" террасы левобережья Оби (см. ниже), что свидетельствует о синхронности формирования обеих террас. В целом геоморфологические и геологические особенности строения свидетельствуют о том, что во время формирования второй террасы поток, блуждавший по дну долины, был весьма многоводным и обладал высокими скоростями течения. В то время была выполнена основная часть работы по размыву древних отложений междуречья и выработки долины как полой формы рельефа. Высокое положение цоколя террасы является свидетельством того, что базис эрозии потока располагался несколько выше, чем теперь.

На междуречье, а отчасти также в пределах придолинного понижения и второй надпойменной террасы местами распространены мелкобугристый и мелкогрядовый рельеф древних эоловых песков. Эти пески на первой надпойменной террасе отсутствуют, следовательно, они образовались позже второй, но ранее первой террасы. Такое же возрастное положение занимают эти пески в долинах всего Барнаульско-Новосибирского Приобья, хотя более молодые эоловые образования здесь местами распространены и на первых надпойменных террасах.

Первая надпойменная терраса почти всюду отграничена от более древних поверхностей четким и довольно крутым уступом. В тех местах, где в долину впадают балки и овраги, ее поверхность отчасти перекрыта осадками пролювиальных конусов выноса, которые ныне, однако, прорезаны руслами ручьев, впадающих во Вторую Ельцовку. Вниз по течению относительная высота террасы несколько увеличивается, и вблизи устья она сопрягается по высоте с поверхностью первой надпойменной террасы Оби, особенно ясно выраженной на ее левом берегу в районе Криводановской протоки. Есть все основания считать, что первые террасы Второй Ельцовки и Оби формировались одновременно.

В целом особенности строения нижних террас местных долин правобережья Оби свидетельствуют о том, что в районе Новосибирска эти долины, так же как и в других районах Сибири, формировались в условиях крайне неравномерного стока. Основной этап их развития связан со временем образования регионально развитых вторых надпойменных террас. Местный базис эрозии тогда располагался значительно выше, а сток по долинам был намного интенсивнее,

чем теперь. Новая активизация стока произошла во время образования первых надпойменных террас. Хотя сток в то время был, несомненно, менее интенсивным, чем во время формирования вторых террас, все же он был намного обильнее, чем современный. Об этом свидетельствует строение первых террас, которые почти повсюду отделены от более древних поверхностей крутыми эрозионными уступами. Последние выработаны не только в рыхлых, но и в скальных породах, такие уступы есть и там, где современный поток в долине весьма слабый и обладает ничтожной эрозионной способностью (например в среднем течении Зырянки и Шадрихи).

Пойменные террасы местных рек почти всюду связаны с переработкой поверхности первой террасы современными слабыми потоками. Обычно самостоятельная поверхность поймы появляется лишь в низовьях, реже в средней части местных долин, где потоки обладают заметной эрозионной способностью.

Крупногрядовая равнина Новосибирско-Барнаульского Приобья западнее и юго-западнее Новосибирска примыкает к долине Оби, она простирается также южнее долины Берди. Для равнины в целом характерны массивность основных элементов рельефа (крупных гряд и разделяющих их широких ложбин) и однообразное простираение их с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Скальные породы здесь выходят на поверхность почти исключительно на правобережье Оби. В основном гряды сложены рыхлыми породами, среди которых особенно широко распространены субэральные лёссовидные суглинки и лёссы. Общая мощность этих отложений часто превосходит 100 м. Гребни гряд на левобережье Берди располагаются на абсолютных отметках, нередко превосходящих 200 и даже 250 м, а на левобережье Оби — превосходящих 150 м.

В пределах крупногрядовой равнины четко различаются первичные и вторичные элементы рельефа. Первичные представлены крупными грядами, вытянутыми однообразно в восток-северо-восточном направлении, разделенными широкими ложбинами, а вторичные — сетью долин, расчленяющей древний рельеф. Левобережье Берди представляет собой северо-восточную часть крупной Бурлинско-Кулундинской гряды. По дну ложбины севернее этой гряды протекают реки Бурла и Обь в пределах водохранилища Обской ГЭС. Севернее водохранилища расположена Бурлинско-Карасукская гряда. Севернее этой гряды по ложбине проходят реки Карасук и Чик. Наконец, севернее указанных рек расположена еще одна гряда — Карасук-Суминская. Эта гряда подходит с запада к району Кольвани. Она выражена менее четко и ограничена с севера ложбиной, занятой реками Баганом, Сумой и Оешем. Склоны гряд почти всюду в той или иной мере переработаны вторичными процессами, тем не менее в некоторых местах они достаточно ясно ограничены от вторичных форм рельефа. Характерной особенностью таких сохранившихся участков первичных склонов гряд является их малая крутизна при значительной относительной высоте. Так, например, южнее водохранилища против пос. Ордынского сохранившийся участок первичного склона Бурлинско-Кулундинской гряды имеет однообразный

наклон и ширину около 15–25 км при высоте над уровнем водохранилищ около 150 м. Однообразный уклон первичных склонов гряд особенно ясно прослеживается вдалеке от Новосибирска, в более западных районах. Это свидетельствует о том, что основной этап формирования гряд протекал в условиях крайне слабого проявления эрозионных процессов и закончился значительно раньше, чем образовалась местная гидросеть.

Сеть местных долин, расчленяющих гряды, особенно интенсивно развита на левобережье Берди. Много местных долин также и на левобережье Оби, на восточных склонах Бурлинско-Карасукской и Карасук-Суминской гряд. Так же как и на Обь-Инском и Бердь-Инском междуречьях, долины крупногрядовой равнины, кроме поймы, имеют четко выраженные вторую и первую надпойменные террасы. Уступы, отграничивающие вторую террасу от более древних поверхностей, как правило, довольно пологие. Они связаны постепенными переходами с площадками террас и междуречными пространствами и несут ясные следы широкого развития вторичных делювиально-пролювиальных мерзлотно-солифлюкционных процессов и субэвразального покровного осадконакопления. Площадки вторых террас мелких местных долин в их низовьях сочетаются по высоте со второй террасой главных рек (Берди, Оби, Мильтюша). Наличие разветвленной сети ложбин и лощин, суходолов, а также значительная ширина балок и долин свидетельствуют о весьма обильном стоке во время формирования регионально развитой второй надпойменной террасы.

Первая надпойменная терраса местных рек обычно особенно четко выражена в среднем и нижнем течении местных мелких ручьев и речек. Эта терраса повсюду имеет четко выраженную слабо расчлененную площадку. От более древних поверхностей она отделена крутыми хорошо сохранившимися уступами. Во многих местах эти уступы в плане образуют широкие амфитеатры, свидетельствующие о том, что сток рек во время формирования террасы был в несколько раз обильнее современного. Особенно четко такие амфитеатры выражены в долинах относительно крупных местных рек, таких, например, как Оеш, Мильтюш и Чик (рис. 8). Пойма на местных реках либо вовсе отсутствует, либо прослеживается в виде неширокой полосы вблизи тальвега. Только в низовьях долин пойма достигает значительной ширины.

Происхождение крупных, параллельно расположенных гряд (увалов) Восточной Кулунды, которые сложены в основном лёссовыми отложениями, пока не совсем ясно. Есть мнение, что на этом месте первоначально существовала плоская равнина, на которую приносился делювиально-пролювиальный материал с гор. Позже она была несколько поднята движениями литосферы и расчленилась параллельными речными долинами [Мартынов, 1966]. Такое предположение как бы находит подтверждение в том, что в береговых обнажениях Оби ископаемые почвы и прослой лёсса залегают обычно более или менее горизонтально. Следует подчеркнуть, однако, что для выяснения истинного строения субэвразальной толщи, слагающей увалы, и происхождения самих увалов должен быть еще вы-

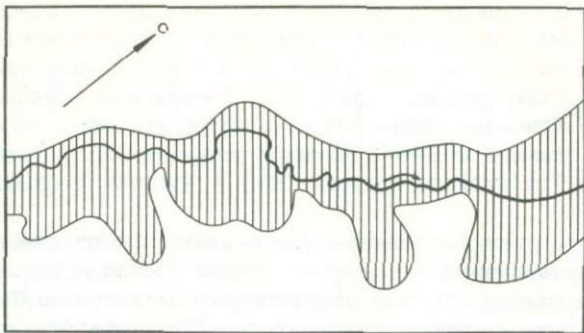


Рис. 8. Широкие амфитеатры эрозионного уступа тылового шва первой надпойменной (криводановской) террасы в нижнем течении р. Чик (левый приток Оби)

Заштрихованы первая терраса и пойма

полнен большой объем специальных исследований с широким использованием бурения и применения палеопедологического метода, который позволил бы выяснить условия залегания лёссовых покровов и ископаемых почв. Вблизи же Новосибирска ископаемые почвы и прослой лёсса, как установлено бурением, облекают древние формы рельефа [Мартьянов и др., 1977; рис. 3]. Это особенно характерно для верхней части толщи, накопившейся в позднем плейстоцене. Облекание ею древних форм рельефа прослежено теперь уже и в некоторых других районах Восточной Кулунды, например вблизи Барнаула. Такие условия залегания почв и лёссов свидетельствуют о том, что гряды (увалы) образовались в результате последовательного неравномерного накопления лёссовых отложений, причем материал приносился в основном ветром с запада, из южной части Западно-Сибирской равнины, где было много областей развевания, сохранившихся до настоящего времени в виде озерных котловин. Местная гидросеть в пределах увалистой равнины молодая. Она вторична по отношению к крупным грядам (увалам) и разделяющим их ложбинам и образовалась в позднем (отчасти среднем) плейстоцене.

С северо-запада к Новосибирску подходит краевая часть пологоволнистой равнины, постепенно сливающейся на западе со слабо расчлененной, почти плоской равниной Барабинской степи. Естественной южной границей пологоволнистой равнины, в пределах которой вблизи Новосибирска преобладают высотные отметки от 140 до 170 м, является слабо выраженная прямолинейная широкая ложбина, по которой проходят реки Баган, Сума и Оеш. Для равнины в целом характерны постепенный уклон на запад, наличие вытянутых в общем запад-юго-западном направлении невысоких грядообразных волн, разделенных широкими низинами с почти плоским дном, и преобладающая ориентировка местной гидросети в противоположных восток-северо-восточном (вблизи Оби) и запад-юго-за-

падном направлениях. Севернее Кольвани достаточно ясно обособлены два таких грядообразных возвышения, максимальные высотные отметки которых (порядка 160–170 м) почти вплотную приближены к западному склону долины Оби. Между ними расположено широкое заболоченное понижение, дно которого имеет абсолютные отметки, близкие к 140–150 м. В его пределах расположены верховья рек Тои (левого притока Оби) и Чульма, впадающего в оз. Чаны.

Местные реки пологоволнистой равнины имеют слабый врез и плохо разработанные неглубокие долины. Четко выраженные террасы в верховьях их обычно отсутствуют. Значительно более глубоки и разработаны долины левых притоков Оби, тальвеги которых имеют значительно большие уклоны, чем тальвеги рек бассейна оз. Чаны и Иртыша. Близкое от Оби расположение водораздельной линии между ее бассейном, с одной стороны, и бассейнами оз. Чаны и Иртыша – с другой, – несомненно, признак молодости долины Оби в районе Новосибирска. Эта долина возникла относительно недавно в результате эрозионной переработки ранее единой пологоволнистой равнины.

Долины крупных рек (Берди, Ини и Оби) образуют в районе Новосибирска единую, относительно сниженную, ступень со сложно построенным рельефом. Возраст его в целом значительно более молодой, чем возраст рельефа междуречных пространств. Наиболее яркой чертой строения долин является наличие террас, отражающих неравномерность развития речных процессов во времени. Строение осадков, слагающих террасы, свидетельствует о том, что в их формировании участвовали не только речные, но и многие другие аквальные и азральные процессы. Все основные долины в районе Новосибирска построены по единому плану, что говорит о единстве процессов, под влиянием которых они формировались.

По данным В.А. Мартынова [Мартынов, 1966; Мартынов и др., 1977], на территории Новосибирского Приобья выделяется четыре надпойменные террасы и пойма. Четвертая терраса нечетко выражена в рельефе и сливается с междуречьями. Она установлена по аналогии строения с четвертой террасой, описанной А.И. Москвитиным [1960] в Барнаульском Приобье. Третья надпойменная терраса трудно отличима от четвертой и междуречных пространств. Как отмечает С.А. Архипов [1971], геоморфологические уровни этих террас сближены между собой. Новосибирско–Кольванский сегмент, по данным картирования, считается второй террасой позднечетвертичного времени. Здесь излагаются несколько иные взгляды, отчасти уже опубликованные [Волков, Архипов, 1978].

Как и другие реки, стекающие с Салаира, река Бердь в ее среднем и нижнем течении, кроме поймы, имеет две четко выраженные террасы – вторую и первую (рис. 9). Вторая терраса сохранилась не всюду. Во многих местах достаточно ясно прослеживаются сочленения поверхности этой террасы с соответствующими террасовидными поверхностями, развитыми в долинах притоков Берди – местных мелких долин речек, ручьев и балок. Следовательно, этап акти-

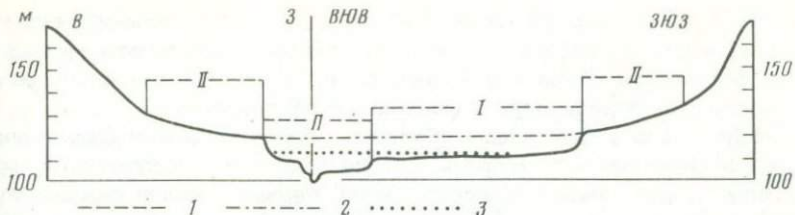


Рис. 9. Поперечный профиль долины Берди выше устья Коена

1 - границы террас; 2 - поверхность дна долины в конце формирования второй надпойменной террасы; 3 - уровень водохранилища Обской ГЭС; П - пойма: I - первая надпойменная терраса; II - вторая надпойменная терраса

визации флювиальных процессов был общим и для долины Берди, и для мелких местных долин. Поверхность террасы в долине Берди повсюду имеет ясный уклон к осевой части долины, поэтому относительная высота бровки террасы в разных местах различна. Уступ, отделяющий площадку террасы от более древних поверхностей, почти всюду пологий и сглажен вторичными склоновыми процессами. Очень часто участки второй террасы вдаются в виде мысов в пределы осевой части долины или образуют там останцы. Это свидетельство того, что первоначально терраса занимала все дно долины, а позже, во время формирования первой террасы и поймы, на значительных пространствах она была уничтожена процессами боковой эрозии. Уступы, отделяющие вторую террасу от более древних поверхностей, в совокупности оконтуривают весьма широкую долину, которая могла образоваться лишь в результате деятельности весьма энергичного многоводного потока, обладавшего большой эрозионной и транспортной способностью. В приустьевой части долины Берди ере вторая терраса сочетается по высоте со второй террасой долины Оби.

Существенно иное строение рельефа имеет первая надпойменная терраса Берди. Почти повсюду она отграничена от более древних поверхностей крутыми, мало измененными вторичными процессами уступами. Площадка террасы обычно не имеет ясного уклона к осевой части долины и мало отличается по высоте от поймы. Нередко половодья заливают наиболее пониженные места первой террасы, которая из-за этого часто ошибочно описывается как пойма. Между тем и по рельефу, и по строению осадков первая терраса резко отличается от поймы. Условия формирования и возраст ее также совершенно иные.

Геоморфологические наблюдения дают возможность приблизительно оценить обильность стока по долине Берди во время формирования ее первой надпойменной террасы. Так, например, выше пос. Маслянино, на участке от пос. Петени до пос. Кинтереп современное русло Берди вместе с поймой проходит по первой террасе, образовавшейся за счет переработки второй террасы, а отчасти склонов долины, сложенных нередко скальными породами. На крупномасштабных картах и на местности ясно видно, что первоначально на

месте первой террасы располагалось русло реки, превосходящее современное по ширине в 6–8 раз. Позже в результате уменьшения обильности стока и некоторого вреза русла бывшее дно реки обособилось в виде первой надпойменной террасы.

Еще более ясные следы обильного стока во время формирования первой надпойменной террасы прослеживаются в приустьевой части долины Берди, вблизи Бердска. Здесь первая терраса занимает довольно обширную территорию (ныне занятую водохранилищем Обской ГЭС) и выработана отчасти в результате разрушения склонов долины, а главным образом второй надпойменной террасы, от которой она отделена четким уступом. Конфигурация в плане этого верхнего уступа первой надпойменной террасы, формировавшегося одновременно с базальной поверхностью и аллювием террасы, весьма своеобразна. Он образует две последовательные широкие дуги в левой и правой частях долины. Левый дугообразный амфитеатр уступа расположен в районе современного Бердска, а правый – в районе пляжа Академгородка (рис. 10).

Как известно, радиус крутизны свободных излучин речного русла связан определенной количественной зависимостью с его шириной [Волков, 1967]. Учитывая то, что свободные излучины русла, образовавшего уступ, имели радиус 1–1,5 км, можно заключить, что это русло имело ширину 300–500 м. Оно в 7–10 раз было шире русла современной (позднеголоценовой) Берди (40–60 м до затопления). В районе современного пляжа Академгородка до затопления водохранилища располагалась низина, носившая название "Худая Забока". Эта низина, как это видно на крупномасштабных картах, непосредственно примыкала к основанию внешнего уступа первой надпойменной террасы Берди и являлась участком ее древнего русла. Оно имело здесь ширину не менее пятисот метров. В целом можно заключить, что первую надпойменную террасу Берди сформировала река, в несколько раз более многоводная, чем современная Бердь.

Долины Ини, Тулы, Чика и других местных рек Новосибирского Приобья в строении рельефа имеют много общего с долиной Берди. В них также ясно прослеживаются две надпойменные террасы, образовавшиеся в условиях весьма интенсивного стока, и пойма, слабо отличающаяся по высоте от первой террасы.

Наиболее ясно основные особенности строения рельефа, отражающие новейшие этапы эволюции флювиальных и иных процессов, протекавших на юге Западной Сибири, прослеживаются в долине р. Оби (рис. 11). На участке ее между устьями Берди и Оеша развиты все основные элементы рельефа, характерные для верхнего и, отчасти, среднего течения этой реки. Довольно четко выраженные ступени рельефа внутри долины условно описываются нами как террасы. В действительности же это весьма сложные образования. Вопрос о генезисе и времени формирования этих ступеней будет рассмотрен при описании их геологического строения.

Значительные пространства дна долины заняты второй надпойменной террасой, отграниченной от междуречья довольно пологим, но высоким уступом. Последний обычно имеет в плане более или менее правильную

Рис. 10. Остатки широтного русла Берди в приустьевой части ее долины на первой надпойменной террасе

1 - пойма; 2 - первая надпойменная (криводановская) терраса; 3 - вторая надпойменная и более древние террасы; 4 - междуречья; 5 - древнее русло Берди на первой террасе

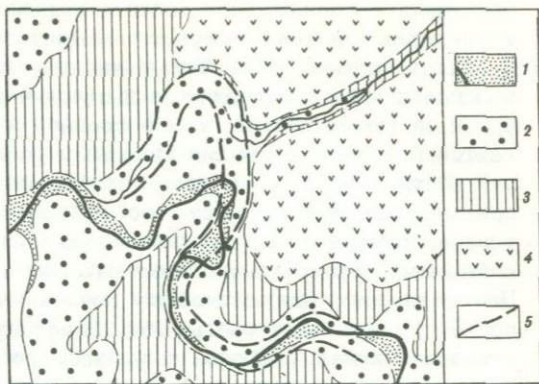
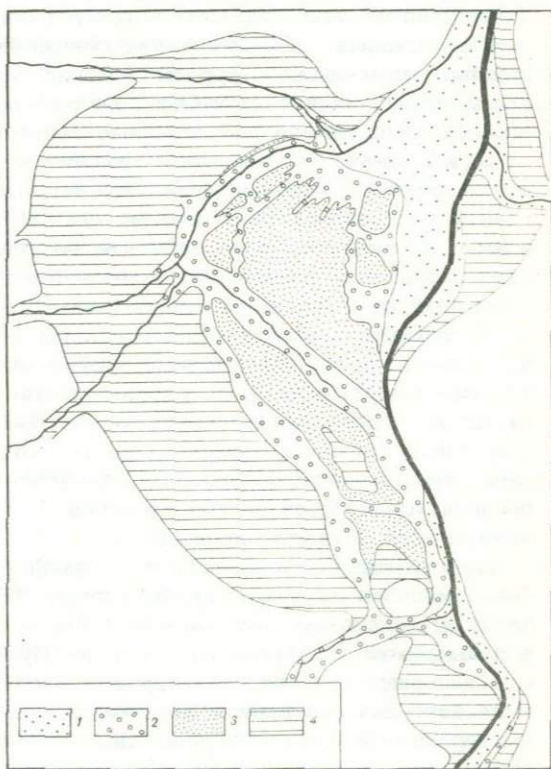


Рис. 11. Строение участка долины Оби между городами Новосибирск и Кольвань

1 - пойма; 2 - криводановская (первая надпойменная) терраса; 3 - кудряшевская терраса; 4 - толмачевская (вторая надпойменная) терраса



дугообразную гидродинамически обусловленную форму. Ввиду этого участки террасы вдаются в пределы междуречных пространств в виде обширных амфитеатров (сегментов). Вблизи Новосибирска расположено несколько таких сегментов. Среди них наиболее обширен тот, в пределах которого расположено Толмачево. Уступ тылового шва и площадка террасы здесь протягиваются от левобережной части Новосибирска до приустьевой части Оеша и города Кольвань. С учетом того, что характер-

ные черты строения террасы здесь выражены наиболее четко, в дальнейшем вторая терраса Оби будет описываться под именем "Толмачевская".

Уступ тылового шва Толмачевской террасы повсюду довольно пологий и имеет характерную выпукло-вогнутую форму. В верхней части он менее крутой, чем в средней и весьма постепенно сливается со слабо покатыми краевыми участками междуречий. Нижняя часть уступа также имеет меньшую крутизну по сравнению со средней, поэтому подножье его обычно четко не очерчено. Оно постепенно сливается с краевой частью площадки. Склоны вторых надпойменных террас мелких местных долин имеют такой же характер. Площадки этих террас повсюду сочленяются по высоте с площадкой Толмачевской террасы Оби. В долину последней впадает много суходолов и балок. Днища подавляющего большинства этих мелких элементов местной гидросети сопрягаются по высоте с площадкой Толмачевской террасы, следовательно, завершение эрозионных и аккумулятивных процессов в них совпадало по времени с формированием Толмачевской террасы. Многие балки и суходолы образуют при впадении их в долину Оби довольно ясные конусы выноса, впоследствии уже не расчлененные деятельностью потоков.

Для Толмачевской террасы характерен значительный уклон площадки к осевой части долины. Это уклон максимален вблизи тылового шва и минимален во внутренних частях террасы. В связи с этим в пределах каждого сегмента ее площадка слабо вогнута, и относительная высота террасы меняется в широких пределах в зависимости от того, какую часть площадки подмывает река.

В целом площадка Толмачевской террасы и сопрягающиеся с ней площадки вторых надпойменных террас местных долин образуют единую сниженную ступень рельефа, которую в дальнейшем мы будем называть "Толмачевской ступенью рельефа". Строение осадков, слагающих Толмачевскую террасу, как это будет показано при описании геологического строения, свидетельствует о том, что она не является простой речной террасой. В ее формировании сыграли важную роль и другие процессы.

По характеру поверхности от Толмачевской террасы отличается более молодая ступень рельефа долины. Большой участок ее находится в районе пос. Кудряшевский Бор и к северу от него, поэтому в дальнейшем мы будем называть ее "Кудряшевской террасой". Другой обширный участок этой террасы расположен выше устья Берди, ныне затопленного водами водохранилища. Для Кудряшевской террасы характерен сложно расчлененный мелкобугристый и мелкогрядовый рельеф, образовавшийся в результате вторичной эоловой переработки осадков, которыми была первоначально сложена эта терраса. Часто эоловый рельеф распространен не только на самой террасе, но и на соседних более древних поверхностях. Особенно часто он встречается восточнее Кудряшевской террасы, на правом склоне долины Оби, где образовался в результате местного переувлажнения рыхлых осадков преобладающими ветрами западных румбов. Такими, например, районы Заельцовского Бора, Академгородка и Бердска.

В районе между Кудряшевским Бором и Кольванью Кудряшевская терраса с запада ограничена полосой первой надпойменной террасы с участками поймы и староречий. Эту первую террасу Оби и ее притоков в дальнейшем мы будем описывать как Криводановскую, по имени расположенного здесь пос. Криводаново. Характерной особенностью Криводановской террасы является ее плоская, первично слабо расчлененная поверхность, нередко как бы "заливающая" понижения эолового рельефа Кудряшевской террасы. По профильному направлению с северо-запада на юго-восток через долину Оби от Толмачевской террасы через пос. Криводаново на Заельцовский Бор ясно прослеживаются взаимоотношения поверхностей Кудряшевской и Криводановской террас. При этом видно, что позже формирования Кудряшевской террасы эоловая переработка ее поверхности охватывала фактически все дно долины от Толмачевской террасы до правого склона включительно. Она не сопровождалась сколько-нибудь активной эрозионной деятельностью. Сток в то время был во много раз скуднее, чем теперь, и деятельность реки не препятствовала свободному развитию эоловых процессов на дне долины. Формирование Криводановской террасы, наоборот, протекало в условиях весьма обильного обводнения долины. На это ясно указывает характер поверхности Криводановской террасы, имеющей значительную ширину и во многих местах образовавшуюся за счет переработки существовавшего ранее эолового рельефа, участки которого сохранились в виде останцов обтекания среди ее плоской поверхности. Сохранившиеся местами остатки русловых уступов (яров) свидетельствуют о том, что Обь в то время была в 3-4 раза шире, чем современная. Таким образом, следы обильного стока во время формирования Криводановской (первой надпойменной) террасы хорошо прослеживаются не только в местных долинах, но и в долине самой Оби.

Пойма Оби по высоте слабо отличается от Криводановской террасы. Пониженные участки последней в настоящее время во многих местах периодически заливаются полыми водами Оби. По гидрологическому режиму они могут рассматриваться как пойма, однако в историческом отношении такие участки от нее резко отличаются. Они образовались во время формирования криводановской террасы, что ясно видно по строению их рельефа и осадков. Настоящая пойма моложе таких участков. Ее образование началось уже после завершения формирования Криводановской террасы. Эти особенности взаимоотношения двух новейших поверхностей дна долины Оби ясно прослеживаются непосредственно ниже Новосибирска. Выше пос. Кудряшевский Бор русло реки врезано в поверхность Криводановской террасы. Это ясно видно на левом берегу реки. В районе же названного поселка и ниже него современное русло не имеет поймы и проходит непосредственно по Кудряшевской террасе. Ближе к Кольвани близ реки появляется пойма, которая хотя и слабо дифференцирована от развитой здесь же Криводановской террасы, все же резко отличается от нее по микрорельефу и строению разреза. Прорыв Оби восточнее Кудряшевского Бора произошел поз-

же завершения формирования Криводановской террасы. Новейший этап деятельности Оби, во время которого сформировалась пойма и окончательно оформилось современное ее русло, был самостоятельным и не является прямым продолжением времени образования Криводановской террасы.

Итак, строение рельефа и гидросети Новосибирского Приобья свидетельствует о том, что в позднем плейстоцене и голоцене здесь проявлялись различные геологические процессы, существенно преобразовавшие поверхность региона, сформировался сложный по строению покров осадков, скрывающий под собой более древние геологические образования.

В тесной зависимости от общей географической зональности и геолого-геоморфологической основы находятся и все другие компоненты современного ландшафта. Среди них особая роль принадлежит растительному покрову, который оказывает решающее воздействие на формирование современных почв и ярко подчеркивает черты рельефа и геологических образований. Своеобразное строение и географическое положение территории Новосибирского Приобья обуславливают формирование определенного растительного покрова. Описание растительности этого региона приведено в работах П.Н. Крылова [1919], В.В. Ревердатто [1931], Е.В. Вандакуровой [1950], Г.В. Крылова и Н.Г. Салатовой [1950], А.В. Куминовой [1950], Т.А. Вагиной [1962], Л.В. Шумиловой [1962], Е.И. Лапшиной [1978] и др.

Исследуемая территория расположена в лесостепной зоне. Лесостепью занята большая часть левобережья Оби, и изолированными массивами она выходит на правобережье.

Основная часть исследуемой территории занята северной лесостепью, которая характеризуется значительной облесенностью, разнотравно-луговыми степями с преобладанием полыни, лапчатки и остепненными лугами с кустром безостым и мятликом. Березовые леса с примесью осины и господством лугово-лесного разнотравья приурочены к водоразделам, северным склонам верхних частей водоразделов, неглубоким западинам. Среди березовых лесов встречаются суходольные луга, в основном представленные злаками и луговым разнотравьем из тысячелистника, подмаренника северного и клевера лугового.

Лесостепь южного типа занимает Приобскую возвышенную увалистую равнину на левобережье Оби и разделяющие увалы древние ложины стока с ленточными сосновыми борами. Степные ассоциации представлены здесь господствующими злаками (овсяница бородавчатая, тимофеевка степная, мятлик узколистный) и группой разнотравья. Южные склоны водоразделов и повышенные элементы рельефа заняты более ксерофитными луговыми степями. Склоны северной и восточной экспозиции увалов, балок, долин, неглубокие депрессии водоразделов покрыты березовыми колками с преобладанием в травяном покрове лугово-степных и степных видов. В нижних частях склонов, увалов и долин развита комплексная растительность из сообществ галоксероморфного ряда.

Присалаирская равнина расположена в основном в лесостепной зоне, которая к северу и востоку замещается березовыми лесами паркового типа. К северным и восточным склонам оврагов и балок приурочены березовые леса со злаково-разнотравными луговыми степями, с более мезофильной растительностью, чем в левобережной части Оби. Крутые склоны южной и юго-западной экспозиции заняты степными сообществами, более пологие — разнотравными оспенными лугами. Для данной территории, как это отмечал ранее В.В.Реведратто [1931], характерно наличие основных боров с травяным и моховым покровом, произрастающих на песчаных отложениях.

Долина Оби в лесостепной зоне занята травянистыми приобскими сосновыми борами с лугово-степными видами в травостое. Иногда отмечается примесь березы и реже сосны. Пойма Оби и ее крупных притоков в приустьевой части представлена древесно-кустарничковой растительностью с березой, тополем, ивой. Для центральной части поймы на положительных элементах рельефа характерны овсянцевые, мятликовые и полевицевые луга.

В долинах мелких рек (притоков Оби) большие площади заняты злаковыми лугами: ячменево-полевицевыми, осоковыми. По склонам рек встречаются парковые березовые леса.

Своеобразен растительный покров поверхности первых надпойменных террас, на которых преобладает травянистая растительность. Здесь развиты разнотравно-злаковые и слабо заболоченные разнотравные луга. На низких террасах нередки травянистые и моховые болота.

Растительный покров, рельеф, геологическое строение и общие зональные условия гидротермического баланса ландшафтов оказывают влияние на формирование современного почвенного покрова, изучение которого имеет особое значение для палеопедологических исследований.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Новосибирское Приобье и Восточная Бараба являются важным страторегионом, в пределах которого прослежены многие особенности осадконакопления, формирования рельефа и палеогеографии юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Это целиком относится и к осадкам, сформировавшимся в позднем плейстоцене. По этому региону накоплены важные данные о строении палеозойских и мезозойских пород, кор выветривания, четвертичной толщи, особенно ее верхней части, накопившейся в позднем плейстоцене и голоцене. Особую ценность представляют данные абсолютного датирования органических остатков радиоуглеродным методом и впервые проведенного специального всестороннего изучения погребенных почв.

В рассматриваемом регионе, так же как и в других районах Западной Сибири, на междуречьях и склонах долин весьма широко

распространены покровы лёссовидных суглинков и супесей, часть которых по основным характеристикам может быть отнесена к типичным лёссам [Тофанюк, 1967]. Площадь, занятая лёссом, ограничена. Значительно шире распространены осадки иного состава (песчанистые и алевроитистые легкие, средние и тяжелые суглинки, глинистые пески). Текстурные и структурные особенности покровных отложений разнообразны и отражают сложную историю их формирования и вторичных изменений. Покровы субаэральных лёссовых отложений развиты также отчасти и на дне долин. Они имеют определенные стратиграфические взаимоотношения с сериями водных осадков различного возраста.

В пределах относительно возвышенных пространств правобережья Ини и Бердь-Инского междуречья, где развит сложно расчлененный эрозионный рельеф, широко распространенные покровные лёссовидные суглинки имеют сложное строение. Общая их мощность обычно возрастает от центральных участков междуречий к склонам основных долин. Так, в центральной части Бердь-Инского междуречья кое-где мощность рыхлых отложений не превосходит нескольких метров. В выемках дорог и неглубоких карьерах нередко видна их подошва и залегающие ниже кора выветривания и скальные породы. Ближе к долинам мощность рыхлых отложений обычно возрастает и достигает нескольких десятков метров. При этом и в окраинных частях междуречий, и на склонах долин наибольшим распространением пользуются покровные отложения — лёссы, лёссовидные суглинки, пески. Особенности строения и условия залегания покровных и иных отложений прослеживаются вблизи долин в естественных и искусственных разрезах; наиболее показательные из них приводятся ниже.

Южнее пос. Барышево в средней (по высоте) части левого пологого склона долины р. Ини, между долинами мелких ручьев Забабурихи и Ноэдрихи в стенках оврага и карьерах сверху вниз вскрываются следующие слои (рис. 12, индексы указаны здесь же):

$Q_{3-4}^{bg.1}$. Супесь, переходящая местами в легкий суглинок, ясной слоистости нет, цвет желтовато-серый светлый. В нижней части слоя некоторая примесь песчаных частиц. Осадок карбонатный, сцементирован, ожелезнен, хорошо сохраняет вертикальную стенку. Много корнеходов травянистых растений. Мощность слоя, (как и двух более древних) несколько возрастает вверх по склону; основание резкое, видны трещины усыхания глубиной до 0,3 м.

$Q_3^4 - Q_3^3$ is(?). 2. Сложно построенный слой лёссовидного легкого суглинка, местами слабо опесчаненного. Прослеживаются три сильно измененные вторичными процессами, гумусированные почвы. Встречаются рыхлые цилиндрические суглинисто-известковые конкреции по следам корней, ветвей и стволиков кустарничковой растительности диаметром до 4 см. Есть плохо сохранившиеся раковины наземных моллюсков *Succinea* sp.,

Vallonia sp., Pupilla sp. (определение непосредственно в слое сделано И.А. Волковым). Степень сохранности и выраженности гумусированных горизонтов непостоянна. Наиболее ясно прослеживаются две почвы, иногда в нижней части слоя видны следы третьего гумусированного прослоя. Все почвы сильно изменены мерзлотно-солифлюкционными процессами. В нижней части слоя выражены плитчатые текстуры сползания сезонно оттаивавшего осадка по склону (флисс-эрдэ). Основание слоя резкое, до 3 м.

Q₃² tl. 3. Суглинок легкий опесчаненный, алевритистый, вниз постепенно переходит в супесь и глинистый песок, появляется четкая горизонтальная слоистость, переход к нижележащему осадку постепенный. Мощность до 3 м.

Q₂⁴. 4. Песок разнозернистый слабо глинистый, коричневато-желтый с правильной горизонтальной слоистостью. Чередуются прослои материала различной крупности (от мелкозернистого до крупнозернистого) толщиной несколько сантиметров. Видимая мощность до 7 м.

Характер слоистости слоя 4, его монотонность, отсутствие резких фациальных переходов и косых прослоев свидетельствуют о его озерном или озерно-дельтовом генезисе. Залегание слоя в нижней (отчасти средней) части склона долины Ини под заведомо позднечетвертичными осадками с учетом того, что основные толщи в долинах накапливались в основном во время ледниковых стадий [Волков, 1971а], позволяет предварительно рассматривать этот слой как образование конца среднечетвертичной ледниковой эпохи (тазовская стадия). На основании специального изучения ископаемых почв слоя 2, а также радиоуглеродной даты 24900±380 лет (ИГАН-199), полученной из гумусового горизонта верхней ископаемой почвы сотрудником Института географии АН СССР В.Л. Лыхинным, можно рассматривать почвы как искитимский педокомплекс нижний лёссовидный суглинок (слой 3), на котором развит этот педокомплекс, так тулинский лёсс, а вышележащий — как ельцовский лёсс. Слой 1 представляет собой баганский лёсс, накопившийся в конце позднеэрыанской (сартанской) ледниковой стадии.

Хотя строение отдельных расчисток в карьерах и овраге оказалось несколько различным, все статиграфические элементы верхнечетвертичного покрова лёссовидных отложений ясно прослеживаются на всей исследованной площади левого склона долины Ини. Вверх по склону мощность каждого слоя не только не сокращается, но заметно возрастает.

В связи с этим есть все основания заключить, что позднечетвертичный покров субаэральных отложений распространен и в удаленных от долины участках междуречья.

Строение и условия залегания рыхлых отложений на правобережье Оби ниже устья Ини прослеживаются в оврагах, расчленяющих краевую часть междуречья непосредственно южнее пос. Камы-

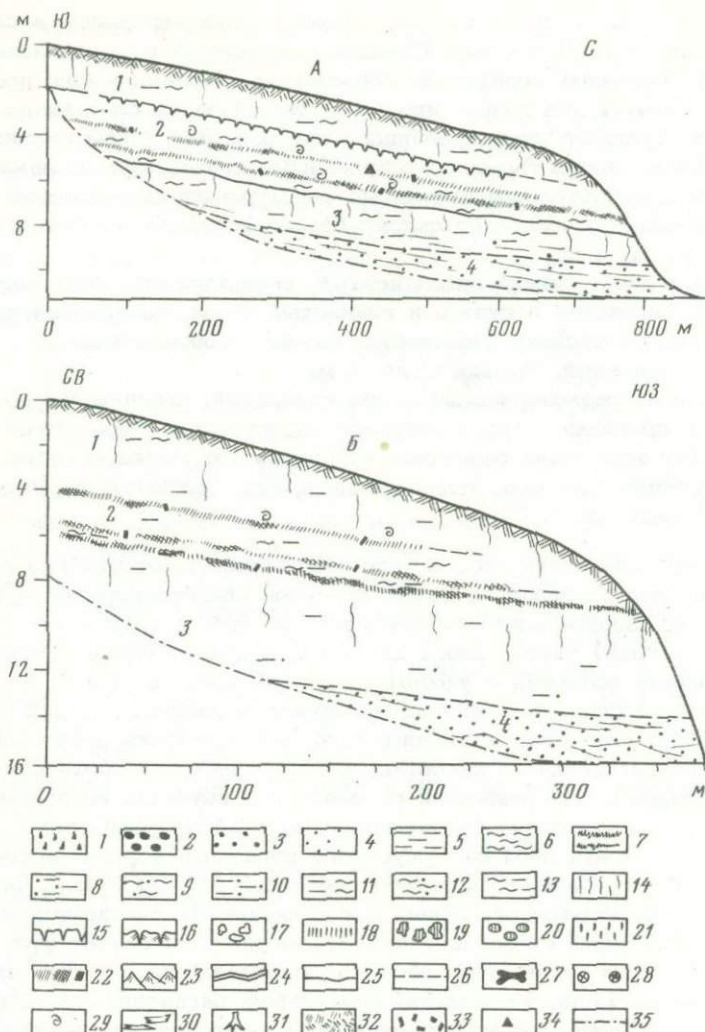


Рис. 12. Субаэральные покровные лёссовые отложения на склонах долин левобережья Ини южнее пос. Барышево (А) и правобережья Оби южнее пос. Камышенка (Б)

Условные обозначения к рис. 12-17: 1 - щебень; 2 - галька; 3 - гравий; 4 - песок; 5 - супесь; 6 - суглинок; 7 - глина; 8 - песок пылеватый; 9 - песок глинистый; 10 - супесь песчанистая; 11 - супесь переходящая в легкий суглинок; 12 - суглинок песчанистый; 13 - суглинок алевритистый (легкий суглинок); 14 - вертикальная трещиноватость консолидированного осадка; 15 - трещины изменения объема; 16 - морозобойные клинья; 17 - пятна ожелезнения; 18 - оглеение; 19 - конкреции известковистые субаэральные ("журавчики"); 20 - субкавальные конкреции типа иматовских камней; 21 - железистые конкреции по корнеходам;

шенка, рядом с гранитным карьером Борок. Здесь в стенках оврагов и промоин вскрываются следующие слои (см. рис. 12, Б):

- Q_3^4 el. 1. Ниже современного почвенного покрова залегает супесь желтовато-серая и коричневатожелтая карбонатная, неслоистая, слабоконсолидированная, хорошо сохраняющая вертикальные стенки. Много следов корней травянистых растений. По облику и свойствам слой может рассматриваться как типичный лёсс. В нижней части слоя встречаются залегающие вразброс раковины наземных моллюсков *Succinea* sp., *Vallonia* sp., *Pupilla* sp. (определение И.А. Волкова), ясно указывающие на накопление осадка в субэральных условиях. Основание слоя резкое. Мощность слоя постепенно возрастает вверх по склону до 4 м.
- Q_3^3 is. 2. Лёсс и лёссовидный легкий суглинок, сходные по облику со слоем 1, но содержащие гумусированные прослои. В средней части оврагов прослеживаются два, а в верховьях три прослоя, сильно измененные вторичными мерзлотно-солифлюкционными процессами. Подошва слоя довольно резкая, проходит в основании нижнего гумусированного прослоя. Общая мощность слоя постепенно увеличивается вверх по склону до 2,3 м.
- Q_3^2 tl. 3. Супесь неслоистая карбонатная (лёсс), сходная по составу и облику со слоем 1. В нижней части слоя сортировка материала становится низкой, появляются песчаные прослои. Основание слоя неясное, мощность в верховьях оврагов до 6 м.
- Q_3^{1-2} . 4. Песок желтоватокоричневый, слабо глинистый, вверху горизонтально-, ниже косослойный. Слой 4, несомненно, накопился в русле потока. Вскрытая мощность песка 2-3 м.

Общая мощность толщи рыхлых отложений в районе разрезов невелика, так как в выемках железной дороги вблизи низовьев оврагов выходят скальные палеозойские породы, слагающие нижнюю и среднюю части уступа тылового шва первой криводановской террасы Оби.

Хотя палеопедагогические исследования не дают определенного ответа на вопрос о генезисе и возрасте гумусированных прослоев рассматриваемого разреза, все же облик и положение их в разрезе

(Окончание подписи к рис. 12)

22 - слабо-, средне- и сильногумусированный материал ископаемых почв; 23 - осыпь; 24 - сокращение мощности разреза; 25 - поверхность денудационного среза или размыва; 26 - постепенный переход к нижележащему осадку; 27 - кости крупных и мелких млекопитающих; 28 - норы землероев; 29 - раковины наземных и пресноводных моллюсков; 30 - стволы и ветки деревьев; 31 - пни в прижизненном положении; 32 - торф; 33 - древесный уголь; 34 - радиоуглеродная дата и ее условный номер; 35 - дно оврага

зе имеют много общего с таковыми искитимского педокомплекса других разрезов, например Огурцово, Красный Яр и др. В связи с этим мы полагаем, что слой 4 представляет собой балочный аллювий, формировавшийся непосредственно раньше лёсса. Вышележащие отложения образуют позднечетвертичный покров субаэральных отложений. Слой 3 представляет тулинский лёсс. Его нижняя часть формировалась при участии плоскостного смыва и, вероятно, мерзлотно-солифлюкционных процессов. Верхняя часть этого слоя имеет в основном эоловый генезис. Слой 2 рассматривается нами как искитимский педокомплекс, а перекрывающие этот слой осадки — как ельцовский лёсс. Наблюдаемое некоторое возрастание общей мощности позднечетвертичного покрова и его отдельных элементов по направлению от склона долины свидетельствует о широком развитии этого покрова и в пределах всего правобережья Оби.

В некоторых разрезах прослеживается переход позднечетвертичного покрова лёссов с междуречья в долину Оби. В этом отношении интересен разрез левого берега Второй Ельцовки в правобережной части Новосибирска. Как уже указывалось выше, в долине этой речки кроме поймы, четко выражены низкая и высокая террасы. Бровка высокой террасы возвышается над руслом на 15–20 м. При этом ее площадка довольно постепенно переходит в краевую часть междуречья. В низовьях долины имеются разрезы, один из которых будет приведен в книге. Здесь сверху залегает желтовато-серый лёссовидный суглинок, в котором на глубине 2–3 м видны две, местами три ископаемые почвы. Они сходны по облику и строению с почвами, которые встречены в охарактеризованных выше разрезах. Палеопедологические исследования позволяют рассматривать эти почвы как искитимский педокомплекс. Низ видимого разреза обычно сложен толщей горизонтально-слоистых песков, отложившихся, вероятно, в озерно-дельтовых условиях.

В центральных участках междуречных пространств правобережья Оби ниже устья Ини также широко распространены покровы лёссов, лёссовидных суглинков и песков. Все эти отложения имеют светлый желтовато-серый или желтовато-коричневый цвет, пронизаны корнями травянистых растений, вертикально трещиноваты и хорошо сохраняют вертикальную стенку в обнажениях и карьерах. Ископаемые почвы здесь развиты далеко не повсеместно, а в верхней части толщи рыхлых отложений, имеющей, вероятно, позднечетвертичный возраст, они чаще всего вообще отсутствуют. Здесь на их месте нередко можно видеть поверхности денудационного среза, иногда с погребенными трещинами усыхания, заполненными преимущественно глинистым песком. Эти особенности покровных отложений хорошо видны, например, в районе долины р. Камышенки, прорезающей междуречье правобережья Оби.

Южнее Новосибирска, на Бердь-Инском междуречье с поверхности также залегают карбонатные покровные лёссовидные отложения, состав которых варьирует от суглинков до глинистых песков. Сверху здесь, распространен покров верхнечетвертичных субаэральных осадков, в формировании которого наряду с эоловой и снежно-эоло-

вой деятельностью принимали участие также склоновые мерзлотно-солифлюкционные и делювиально-пролювиальные процессы. Верхне-четвертичные ископаемые почвы здесь встречаются главным образом вблизи долин.

Наиболее хорошо обнаженной и полно изученной территорией является район низовьев долины Берди вблизи Искитима. Он предложен в качестве стратотипического для разработки лёссовой стратиграфии юго-восточной части Западно-Сибирской равнины и предгорьев Алтая [Волков, 1971а].

На междуречье рек Шипунихи и Койнихи (в карьере Ложок и других карьерах, канавах, шурфах и скважинах ручного бурения), склонах долины Берди и на ее дне, в группе карьеров района пос. Шипуново прослежено соотношение основных стратиграфических элементов четвертичной толщи покровных субаэральнх отложений [Волков, 1971а, 1973; Волков, Зыкина, 1977а,б] и построен разрез, в котором сверху вниз выделены следующие слои (рис. 13):

- Q_{3-4}^{bg} . 1. Баганский лёсс (развит местами вблизи долин, чаще отсутствует).
- $Q_3^4 sm$. 2. Суминский педокомплекс – эмбриональные почвы, перекрытые лишь баганским лёссом. Встречаются кое-где в карьерах на восточном склоне долины Берди.
- $Q_3^4 el$. 3. Ельцовский лёсс – супесь, иногда суглинок преимущественно желтовато-коричневый обычно лежит непосредственно ниже современной почвы.
- $Q_3^3 is$. 4. Искитимский педокомплекс – две умеренно развитые почвы, вторично преобразованные в условиях переувлажнения и вечной мерзлоты.
- $Q_3^2 tl$. 5. Тулинский лёсс – супесь и суглинок, на склонах часто имеет светлый желтовато-серый цвет, в центральных частях междуречья сходен с ельцовским.
- Q_3^{1-2} . 6. Бердский педокомплекс – две хорошо развитые сближенные ископаемые почвы, разделенные лёссовидным суглинком. Каждая почва претерпела вторичную эпоху преобразования в условиях переувлажнения и многолетней мерзлоты.
- $Q_2^4 sz$. 7. Сузинский лёсс – легкий лёссовидный суглинок, на котором непосредственно развита нижняя почва бердского педокомплекса.
- $Q_2^3 kn$. 8. Койнихинский педокомплекс – две сближенные ископаемые почвы, разделенные суглинком, сходные с почвами бердского педокомплекса, но отличные от более древних почв (слой вскрыт скважинами).
- $Q_2^2 cl$. 9. Чулымский лёсс – красновато-коричневый лёссовидный суглинок, непосредственно подстилающий нижнюю почву койнихинского педокомплекса.
- $Q^{1-2} shp$. 10. Шипуновский педокомплекс – три сближенные ископаемые почвы, резко отличные от вышележащих и разделенные прослоями желтовато-коричневого лёссовидного суглинка.
- $Q_1^2 sl$. 11. Салаирский покровный красновато-коричневый суглинок, залегает непосредственно ниже шипуновского педокомплекса.

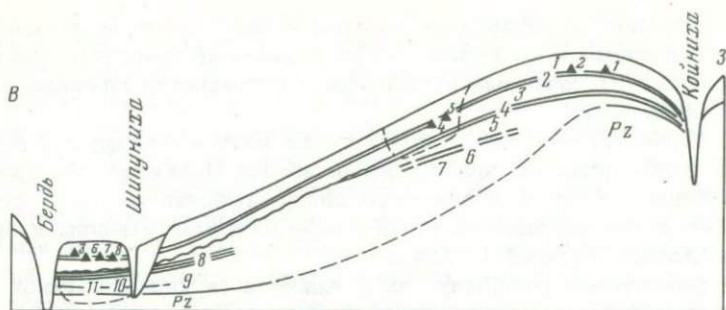


Рис. 13. Сводный разрез четвертичных субаэральных отложений на левобережье Берди и ее левых притоков Шипуниги и Койниги

1 - Q_3^4 el - ельцовский лёсс; 2 - Q_3^3 is - искитимский педокомплекс (ПК); 3 - Q_3^2 tl - тулинский лёсс; 4 - Q_3^{1-2} br бердский ПК; 5 - Q_2^4 sz - сузунский лёсс; 6 - Q_2^3 kn - койнихинский ПК; 7 - Q_2^2 cl - чulyмский лёсс; 8 - Q_2^1 shp - шипуновский ПК; 9 - Q_1^{2-4} sl - салаирский лёсс; 10 - $N_2^3-Q_1^1$ ev - евсинский ПК; 11 - N_2^3 tm тальменский суглинок. Радиоуглеродные даты (цифры у треугольников): 1 - 19400 ± 800 (СОАН-164), 2 - 21700 ± 900 (СОАН-12); 3 - 26300 ± 700 (ИГАН-167); 4 - > 27600 (СОАН-1480); 5 - 30000 ± 1000 (ИГАН-199); 6 - 29000 ± 450 (ИГАН-168); 7 - 32780 ± 670 (СОАН-629); 8 - 33100 ± 1600 (СОАН-165)

$N_2^3-Q_1^1$ ev. 12. Евсинский педокомплекс - сложная ископаемая почва, сильно измененная вторичными процессами. В отличие от более молодых отложений обладает обратной намагниченностью, как это показали исследования Г.А. Пospelовой и ее сотрудников.

N_2^3 . 13. Тальменский красновато-желтый покровный суглинок, на котором непосредственно развит евсинский педокомплекс.

Верхние два стратиграфических элемента (слои 1 и 2), толщи субаэральные отложений, прослеживаются фрагментарно в разрезах левобережья Берди. Они впервые выделены в районе Суминского займища в восточной Барабе. Все остальные компоненты четвертичного покрова (слои 3-10) впервые выделены в карьере Ложок. Древние элементы толщи (слои 11-13) установлены во вскрыше Мраморного карьера близ пос. Шипуново. Проведенные палеомагнитные исследования показали, что в верхней части евсинского педокомплекса проходит граница палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма. Следует отметить, что возраст нижних элементов толщи [Волков, Зыкина, 1977а,б] первоначально был указан неверно. Позже это было учтено в другой работе (Волков, Архипов,

1978], где возрастные индексы уже приведены в соответствии с данными палеомагнитных исследований.

Позднечетвертичные лёссы и лёссовидные отложения в рассматриваемом страторайоне залегают в виде покрова на всем междуречье Шипунихи и Койнихи и спускаются в долину Берди по ее пологому левому склону. В нижней части склона, в разрезах района пос. Шипуново бердский и койнихинский педокомплексы не сохранились, они срезаны во время последующего этапа денудации.

На правобережье Берди позднечетвертичная субаэральная толща также широко распространена. Она спускается с краевой части междуречья на пологий правый склон долины. Это видно во вскрыше карьеров, расположенных выше и ниже Искитима. Так, в 1,5 км ниже Искитима в верхней и средней частях склона долины, вскрытого обширным карьером, прослеживаются следующие слои, залегающие наклонно, в соответствии с уклоном современной почвы (рис. 14, А):

- aQ_{3-4}^{bg} . 1. Ниже современной почвы залегают плохо сортированный желтовато-коричневый песчанистый суглинок с неясной горизонтальной слоистостью, следами корней растений, близ основания слоя местами светлый желтовато-серый прослоек. Основание слоя довольно резкое. Мощность до 1,2 м.
- Q_3^{4el} . 2. Легкий алевритистый суглинок, постепенно переходящий вниз в супесь, цвет серовато-желтый, слоистости нет, много следов корней и вертикальных трещин. Близ подошвы появляется примесь песчаных частиц, супесь переходит в алевритистый песок. Заметна неясная перемежающаяся слоистость. Основание слоя резкое — поверхность денудационного среза. Мощность слоя 4,5 м.
- $Q_3^{4el(?)}$. 3. Суглинок средний, желтовато-коричневый неслоистый, плотный, в нижней части сильно оглеенный, голубовато-серый. Много следов корней травянистых растений. Встречаются наземные моллюски *Succinea putris*, *Vallonia pulhella* *Pupilla muscorum*, *Columella edentula*, указывающие на формирование осадка в субаэральной среде. Основание слоя резкое. Мощность 1,5 м.
- Q_3^{3is} . 4. Искитимский педокомплекс, состоящий из двух ископаемых почв, сильно измененных в условиях высокой влажности и многолетней мерзлоты. Видны пятна оглеения. Мощность 1,0 м.
- Q_3^{2tl} . 5. Суглинок лёссовидный коричневатого-желтый, неслоистый, переходящий вниз в глинистый песок. Мощность до 2,5 м.

Слой 5 формировался в основном под влиянием процессов временного плоскостного стока и солифлюкционно-мерзлотного сползания материала. Каждая почва слоя 4 после ее формирования испытала вторичные преобразования в условиях высокой влажности и многолетней мерзлоты. Залегающий выше педокомплекса суглинок формировался в субаэральных условиях и первоначально имел значительную мощность, но позже был срезан дефляцией, протекавшей активно на восточном наветренном склоне долины Берди.

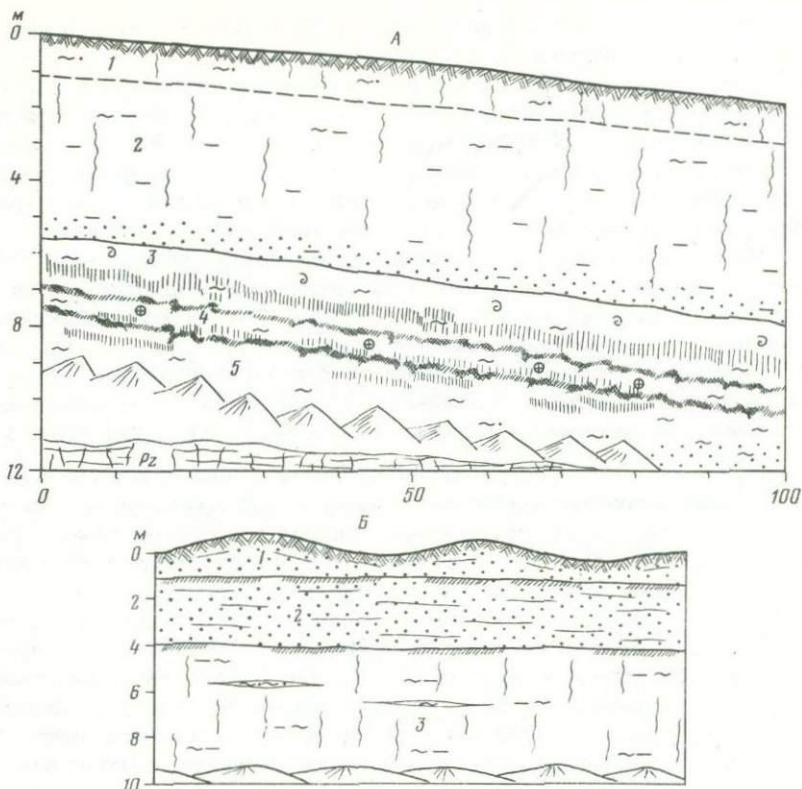


Рис. 14. Верхнечетвертичные субаэральные отложения на правобережье Берди в 1,5 км ниже Искитима (А) и непосредственно выше Искитима (Б)

Слой 2 отлагался в основном под влиянием эолового накопления атмосферной пыли, а слой 1 – в условиях делювиально-пролювиального перемещения материала по склону.

Мнения авторов по поводу слоя 4 с ископаемыми почвами не совпадают. Так, палеопедологические исследования позволяют рассматривать почвы как искитимский педокомплекс. И.А. Волков считает, что слой 2, несомненно, представляет регионально развитый ельцовский лёсс. В полных разрезах он непосредственно подстилается искитимской ископаемой почвой. В рассматриваемом же разрезе слой с ископаемыми почвами перекрыт слоем 3, резко отличным от слоя 2 и отделенным от него четкой поверхностью денудационного среза. Не исключено, что слой 3 – это нижняя часть тулинского лёсса, слой 4 – бердский педокомплекс, почвы которого в условиях склона особенно глубоко переработаны мерзотно-солифлюкциальными процессами. Для более точного установления возраста слоев необходимы дополнительные данные бурения за пределами

карьера, тем не менее все слои, кроме слоя 5, входят в покров верхнечетвертичных субаэральных отложений.

В разрезах карьеров правобережья Берди непосредственно выше Искитима, вскрывающих среднюю часть склона долины, залегают следующие слои (рис. 14, Б):

- Q_{3-4}^{1g} . 1. Дюнный светлый желтовато-серый песок, слагающий небольшие эоловые холмы и гряды. Основание слоя резкое. Мощность до 2 м.
- Q_3^{4sm} . 2. Ясно прослеживающийся во всех стенках карьера темный желтовато-коричневый прослой (почвы) толщиной 0,2–0,3 м. Лучше эта почва была выражена в ныне не сохранившейся нижней части вскрыши [Волков, 1971а]. Переход к нижележащему осадку постепенный. Ниже прослоя залегает песок желтовато-коричневый, слабо глинистый, тонко- и мелкозернистый. Слоистость горизонтальная, основание слоя резкое. Мощность слоя 3 м.
- Q_3^{4el} . 3. Суглинок легкий, переходящий в супесь, светлый желтовато-коричневый, кроме двух тонких линз глинистого песка толщиной 0,3 м; слоистости нет. Много следов корней травянистых растений. По облику близок к типичному лёссу. Местами сверху слабый темный прослой, обогащенный следами корней и гумусом. Суглинок ниже осыпи до 1 м налегает на скальные породы 6 м.

Слой 3 отлагался в субаэральной обстановке. По аналогии с другими разрезами это ельцовский лёсс. Песчаные линзы – склоновый делювий. В верхней части его кое-где сохранились остатки почвы суминского педокомплекса. Слой 2 отлагался в озерной обстановке в позднеледниковье и перекрыт верхней почвой суминского педокомплекса. Слой 1 – эоловые пески, слагающие бугры и гряды, накопился в основном также в позднеледниковье, непосредственно позже озерного песка. Рассматриваемый разрез, как и некоторые другие разрезы нижней части склонов основных долин, свидетельствует о том, что ранее формирования первой надпойменной речной террасы или в какой-то момент ее формирования долины на короткое время оказались заполненными озерными водами, которые оставили кое-где озерные отложения, главным образом прибрежные и береговые хорошо сортированные пески.

Позднечетвертичный покров субаэральных отложений, главным образом лёссов и лёссовидных суглинков, не менее широко распространен и на левобережье Оби. Он прослежен нами с севера на юг от района пос. Тропино и Кольвани до верховьев р. Тулы. Так, например, в 3 км к югу от пос. Скала в краевой части междуречья, в месте перехода его в пологий левый склон долины Оби, скважина ручного бурения вскрыла следующие слои (рис. 15, А):

- Q_3^{4el} . 1. Супесь желтовато-серая, хорошо сортированная, карбонатная, со следами корней травянистых растений. Это – типичный ельцовский лёсс. Близ основания слоя пятна ожелезнения, переход

к легкому суглинку. Основание слоя резкое. Мощность 4,25 м.

Q₃³ is. 2. Искитимский педокомплекс, представленный нижней ископаемой почвой. В нижней части гумусового горизонта затеки по трещинам. Прослеживается карбонатно-иллювиальный горизонт. Мощность 0,5 м.

Q₃² tl. 3. Ниже почвы суглинков легкий, желтовато-коричневый, внизу цвет меняется на коричневато-серый, основание слоя резкое. Мощность 1,0 м.

Q₃¹⁻² br. 4. Суглинок средний, темный и коричневато-серый, неоднородный по окраске. Характерно присутствие черных гнезд скопления марганца и крупных пятен железнения, вниз — переход по мелким затекам и трещинам. Мощность 0,6 м.

Q₂⁴ sz (?). 5. Суглинок желтовато-коричневый, лёссовидный, средний, алевритистый, неслоистый, встречаются мелкие пятна ожелезнения, вскрыта лишь верхняя часть слоя.

В данном разрезе вскрыт верхнечетвертичный покров субаэральных осадков. Суглинок, на котором развита нижняя ископаемая почва (слой 5), представляет собой сузунский лёсс, а почва, залегающая на нем, образовалась в позднечетвертичное время. Это нижняя почва бердского педокомплекса. Выше нее расположена поверхность денудационного среза. Слой 3 и непосредственно развитая на нем ископаемая почва соответственно рассматриваются как тулинский лёсс и нижняя почва искитимского комплекса. Верхняя часть его не сохранилась, она срезана поверхностью сноса. Верхний слой (1) присутствует полностью.

Специальное изучение ископаемых почв из буровой не проводилось, тем не менее нет никаких оснований нижнюю, а тем более верхнюю погребенную почвы рассматривать как почвы древнее, чем позднечетвертичные. Следовательно, буровая прошла позднечетвертичный покров субаэральных отложений.

На северо-западной окраине Кольвани, в средней части левого склона долины Оби, в карьере, разрез которого был дополнен скважиной ручного бурения, вскрыты следующие слои (см. рис. 15, Б):

Q₃⁴ el. 1. Супесь и лёгкий суглинок. Цвет светлый желтовато-коричневый. Слоистость отсутствует, осадок не имеет следов перемещения. В нижней части цвет более темный, переходит в серый со слабым голубоватым оттенком (оглеение). Здесь видны следы перемещения материала в виде мелкой комковатости плитчатой слоистости, недоуплотнения, неоднородной окраски. Встречается много наземных и пресноводных моллюсков (*Succinea* sp., *Pupilla* sp., *Planorbis* sp. Определение выполнено непосредственно в слое И.А. Волковым). Основание слоя резкое и неровное. Мощность 5,7 м.

Q₃³ is. 2. Суглинок неравномерно гумусированный (ископаемая почва), видны мелкие складки, гнезда, неправильные наклонные прослои и заклики. Встречаются пятна оглеения, мелкие марганцовистые стяжения (до 2 мм диаметром), кусочки древес-

ного угля. В совокупности структурно-текстурные особенности свидетельствуют о глубокой мерзлотно-солифлюкционной переработке первичной почвы. Мощность 0,3 м.

col-dQ₂²⁻⁴(?). 3. Суглинок темный, желтовато-серый, тяжелый, неслоистый, лёссовидный, в нижней части цвет более светлый, есть охристые пятна. Вскрытая мощность 2,0 м.

Слой 3 данного разреза накопился в субаэральной обстановке. Возраст его неясен, вероятно, это среднечетвертичный лёсс. Слой 2 — одна из верхнечетвертичных ископаемых почв. Ее следует относить к нижней почве искитимского педокомплекса, верхняя часть которого здесь не сохранилась. Нижняя часть слоя 1 формировалась во влажных условиях в субаэральной обстановке. Присутствие в осадке наряду с наземными также и пресноводных раковин (несомненно перемещенных) подтверждает такое заключение. Средняя и верхняя части этого слоя формировались в субаэральной среде, не испытывали перемещения по склону и уверенно могут рассматриваться как ельцовский лёсс. Как будет показано ниже, при описании разреза Огурцово, верхнечетвертичный покров распространен на левобережье Оби в районе самого Новосибирска, где в краевой части междуречья охарактеризованы ископаемые почвы искитимского педокомплекса, перекрытые ельцовским лёссом. В южной части Новосибирского Приобья верхнечетвертичный покров субаэральных отложений также пользуется широким распространением. Так, например, он прослежен нами с помощью нивелировки скважин ручного бурения и глубокого шурфа на склонах суходола в верховьях Тулы. Здесь присутствуют все стратиграфические элементы покрова за исключением искитимского педокомплекса, который срезан поверхностью сноса. Покров переходит с краевой части междуречья на дно широкого правого суходола верховьев Тулы. Эта группа скважин особенно интересна в том отношении, что вскрывает полный разрез бердского педокомплекса, залегающего в основании позднечетвертичного покрова субаэральных отложений.

Нет сомнений в том, что покров верхнечетвертичных субаэральных отложений распространен и южнее Новосибирского Приобья. Он присутст-

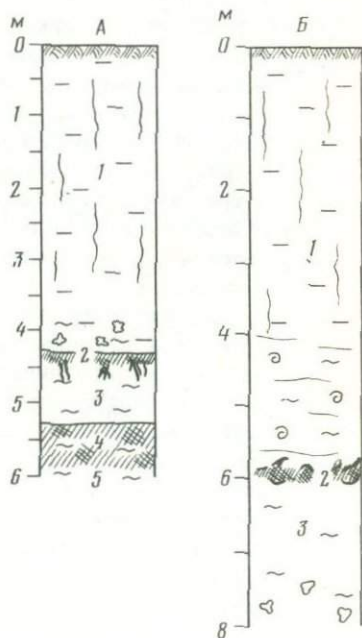


Рис. 15. Верхнечетвертичные субаэральные покровные лёссовидные отложения на левобережье Оби

А — скважина в 3 км к югу от пос. Скала; Б — карьер на северо-западной окраине города Кольвань

вует в большинстве разрезов увалистой равнины Восточной Кулунды, протягивающейся вдоль левого берега Оби в Бийско-Барнаульском Приобье. Так, например, он прослежен нами в разрезе близ пос. Калистратиха, где ясно виден бердский педокомплекс и перекрывающие его тулинский и ельцовский лёссы. Еще более ясно его строение и условия залегания видны в верхней части разреза Белово, где покров выстилает неровности древнего рельефа, залегая с резкой поверхностью сноса на разных горизонтах более древних отложений.

В долинах Новосибирского Приобья развит сложный комплекс осадков различного возраста и генезиса. Значительная часть их залегает ниже уреза современных рек. Данными бурения здесь обнаружены речные и озерные отложения эоплейстоцена (барнаульские пески, убинские глины, суглинки кочковской свиты и др.) и среднего плейстоцена (тобольский аллювий). Ниже современного уровня рек залегает отчасти и основание более молодых, верхне-четвертичных речных отложений – казанцевского и каргинского горизонтов [Архипов, 1971, 1973]. Эти же особенности строения отмечены и при среднемасштабном геологическом картировании. Верхнюю часть позднечетвертичных речных отложений, представленную русловым и пойменным аллювием, а нередко и весь речной комплекс можно наблюдать во многих разрезах в мелких и крупных долинах.

В качестве примера строения второй надпойменной террасы местных рек Новосибирского Приобья приведем разрез этой террасы западнее Оби на окраине пос. Верх-Тула. Здесь в обрыве левого берега Тулы обнажены следующие слои (рис. 16, А):

Q_3^4 е1. 1. Суглинок легкий светлый, желтовато-серый, с пятнами оглеения. Ясно видна мелкоплитчатая слоистость – результат делювиально-пролювиального перемещения материала. Много раковин наземных моллюсков *Succinea* sp., *Vallonia* sp., среди которых присутствуют переотложенные раковины *Pisidium* sp., *Galba palustris*. Определения И.А. Волкова). В нижней части встречаются карбонатные конкреции до 2 см в поперечнике. В основании слоя темный коричневатый-серый гумусированный прослой 3–5 см толщиной. Мощностъ вместе с современной почвой 3,2 м.

IQ_3^4 . 2. Алевроит и легкий суглинок, переходящий вниз в песок с прослоями суглинка. Цвет осадка желтовато-серый с неясными пятнами оглеения и ожелезнения. Характерна горизонтальная и мелкоструктурная слоистость. Много корнеходов влаголюбивых растений диаметром до 4 мм (в верхней части слоя). На глубине 4,5–5,3 м состав осадка изменчив – прослой коричневатый-серого суглинка чередуются с коричневатый-желтым песком и гравием. Частицы этого грубого наноса в основном состоят из окатанных и сортированных кусочков (микроокатышей) сухой глины (глиняный песок и гравий). Здесь же встречаются и крупные зерна кварца, карбонатов и полевых шпатов.

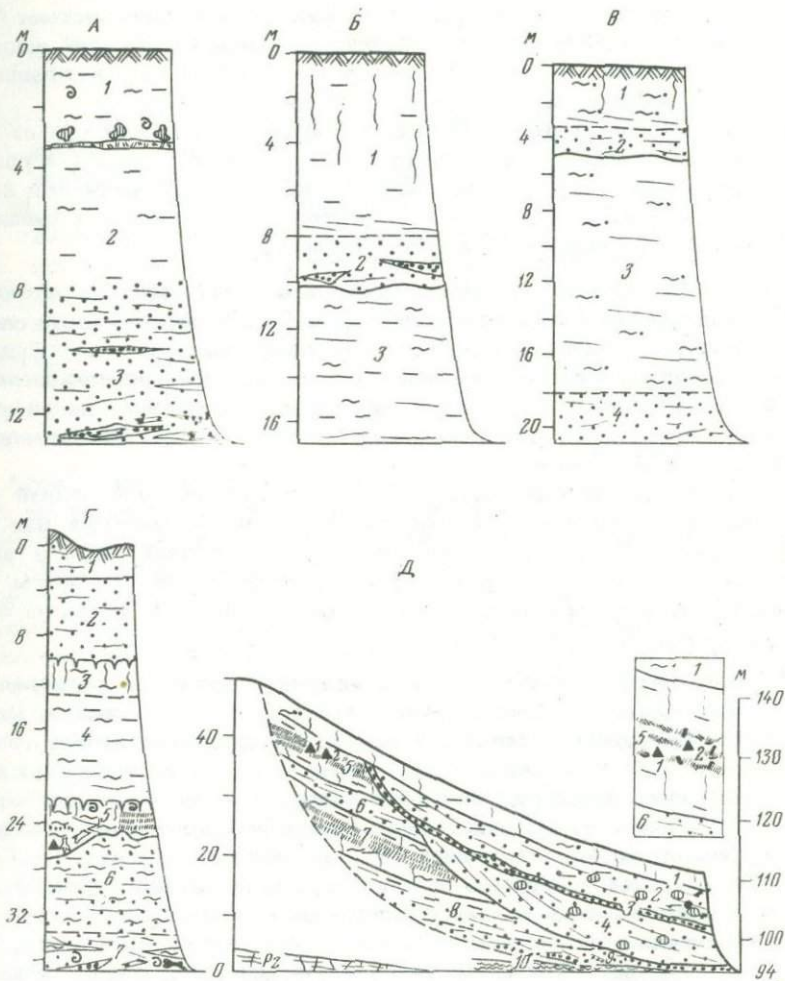


Рис. 16. Разрезы Толмачевской (второй надпойменной) террасы в долинах Оби и ее притоков:

А - долина р. Тулы непосредственно ниже пос. Верх-Тула; Б - долина р. Мильтюш в районе пос. Улыбино; В - долина р. Чик; Г - правый берег Оби в 15-20 км ниже Новосибирска, радиоуглеродная дата: 28200 ± 240 (СОАН-1065 д); Д - левый берег Оби выше пос. Огурцово. Радиоуглеродные даты: 1 - 30050 ± 850 л. (СОАН-1587), 2 - 24490 ± 320 (СОАН-1623). На врезке показано положение этих дат в гумусированных прослоях слоя 5

В средней и нижней частях слоя – постепенный переход в разнозернистый песок с четкой горизонтальной слоистостью. Состав материала изменчивый, наряду с зернами кварца и полевого шпата важную роль играет глиняный песок. Основание слоя неясное на глубине 9 м. Мощность 5,8 м.

- al Q₃³. 3. Песок светлый, желтовато-серый с прослоями гравия и мелкой гальки. Присутствует глиняный песок, гравий и глиняные окатыши в косых линзах и прослоях. Встречаются косые прослои, обогащенные растительным детритом, и мелкие обломки деревьев. Вскрытая мощность слоя 4 м.

Слой 3 представляет собой русловый аллювий, сформировавшийся во время каргинского интерстадиала, нижняя и средняя части слоя 2 отлагались в водной среде, по-видимому, это озерно-дельтовые прибрежные осадки. Верхняя часть слоя – делювиально-пролювиальный нанос. Слой 1 отлагался в субаэральных условиях при участии эоловых процессов и склонового плоскостного стока. Это ельцовский лёсс на поверхности террасы.

Двучленное строение разреза весьма характерно для второй надпойменной (Толмачевской) террасы Оби и террас местных рек Новосибирского Приобья. Разрез этой террасы изучен нами в районе пос. Улыбино, в нижнем течении р. Мильтюш, на его левом берегу. Здесь в береговом обрыве высотой 14–15 м вскрыты следующие слои (см. рис. 16, Б):

- Q₃⁴ e1. 1. Лёсс типичный желтовато-серый – супесь карбонатная неслоистая, пачкающая руки, вертикально трещиноватая, много следов корней растений. Характер материала несколько изменяется близ основания слоя, где появляется неясная горизонтальная слоистость, материал становится несколько грубее и утрачивает совершенную сортировку. Основание слоя довольно резкое, но без поверхности среза. Мощность 8 м.

- al Q₃³ t1m. 2. Песок светлый, желтовато-серый, хорошо отмытый с косыми линзами и прослоями гравия с галькой и суглинка. В основании слоя резкий размыв. Мощность до 2 м.

- Q₂ kd. 3. Суглинок тяжелый, желтовато-коричневый, очень плотный, горизонтально-слоистый. Присутствуют тонкие прослои песка и алевролита, местами примесь гравелистых частиц. Суглинок уходит под современное русло Мильтюша. Мощность 7 м.

Слой 3 представляет собой цоколь террасы, сложенный краснодубровской свитой. Сверху он резко размывает. Слой 2 – русловый аллювий террасы. Имеет небольшую мощность и залегает на высоте 5–7 м под дном современного тальвега. Слой 1 – типичный ельцовский лёсс. Покров этого лёсса, как видно во многих разрезах в долине Мильтюша, непрерывно переходит с междуречья на склоны и вторую надпойменную (Толмачевскую) террасу реки.

В долинах крупных рек разрез второй надпойменной террасы в основных чертах сходен с охарактеризованным выше. В качестве примера рассмотрим разрезы в долине Берди ниже Искитима. Зна-

чительный по площади участок второй террасы расположен непосредственно выше устья р. Коена, правого притока Берди. Здесь в обрыве Бердского залива водохранилища Обской ГЭС обнажены следующие слои:

- Q_3^4 е1. 1. Песок светлый, неслоистый, затронут современными процессами почвообразования, есть растительные остатки. Основание слоя резкое. Мощность 1 м.
- Q_3^4 е1. 2. Сложный по составу слой. Сверху сцементированный железистыми растворами желтовато-серый глинистый разнозернистый песок, вверху гумусированный. В верхней части слоя неравномерное ожелезнение образует полосы, более или менее параллельные друг другу. Основание неясное. Мощность 3 м.
- d-prl Q_3^4 tlm. 3. Супесь светлая, желтовато-коричневая, горизонтально-слоистая, с тонкими прослоями глинистого песка. Встречаются следы корней травянистых растений. Вскрытая мощность слоя 12 м.

Слой 3 прослежен не только вдоль долины Берди, но и в 1–1,5 км выше устья Коёна, на его левом берегу. Здесь ясно видно, что слоистость супеси имеет заметный уклон к осевой части Берди, т.е. соответствует уклону поверхности площади террасы. Это показывает, что материал перемешался от склона долины Берди к ее осевой части, а не вдоль долины. Характер слоистости в целом указывает на то, что супесь накапливалась при участии плоскостного смыва по склону, т.е. она является делювиально-пролювиальным наносом.

По аналогии со многими другими разрезами Толмачевской террасы Оби и ее притоков можно с уверенностью сказать, что в основании террасы залегает русловый речной песок. Мощность невелика, так как в приустьевой части Коена на его правом берегу вскрыты скальные породы. Их поверхность возвышается над уровнем водохранилища на 1–2 м. Осадки, слагающие верхнюю часть террасы (слои 1 и 2), представляют, вероятно, ту же толщу, но затронутую процессами почвообразования. Есть основания рассматривать ее как фациальный аналог ельцовского лёсса.

Толмачевская терраса на Оби, как уже указывалось, в пределах каждого сегмента наклонена к осевой части долины, поэтому она имеет максимальную высоту вблизи тылового шва, где площадка террасы причленяется к более древним элементам рельефа. Разрез такой периферической части Толмачевской террасы изучен нами на правом берегу Чика, вблизи причленения террасы к междуречью (см. рис. 16, В):

- Q_{3-4} bg. 1. Суглинок сильно песчаный, желтовато-коричневый, лёссовидный, местами переходящий в глинистый песок. Много следов корней травянистых растений. В основании появляется горизонтальная слоистость, постепенный переход к нижележащему осадку. Мощность 3,5 м.
- IQ_3^4 . 2. Песок хорошо сортированный светлый, желтовато-серый с четкой горизонтальной слоистостью. В нижней части переход

к мелкой косо́й слоистости. Основание слоя резкое, размыв 1,5 м.

d-prlQ₃⁴tlm₂. 3. Суглинок песчанистый, переходящий в глинистый песок. Цвет коричневатого-серый. Видна четкая горизонтальная слоистость. Чередуются прослои частиц различной крупности толщиной 1-3 см. В крупнозернистых прослоях материал плохо сортирован, есть примесь глинистых и илистых частиц. Характерная особенность осадка - преобладание или значительная примесь песчаных и гравиевых частиц, состоящих из глины (глинистый песок и гравий). Это кластическая часть осадка, а не вторичные агрегаты. Частицы глиняного песка преимущественно хорошо окатаны и залегают попеременно с зёрнами кварца и иных твердых минералов. В различных прослоях они имеют разную величину; во время транспортировки эти частицы подверглись сортировке и окатыванию. В нижней части слоя постепенный переход к нижележащему осадку. Мощности 13 м.

alQ₃³tlm₁. 4. Песок разнозернистый, светлый, желтовато-серый горизонтально- и косослоистый, с косыми прослоями и линзами коричневатого- и голубовато-серого суглинка с растительными остатками, глиняных окатышей, гравия и гальки. Низ слоя уходит под тальвег Чика. Вскрытая мощность 3 м.

Слой 4 представляет собой русловый аллювий времени формирования Толмачевской террасы. Он перекрыт своеобразным осадком (слой 3), известным под названием "перигляциальный аллювий". В действительности это материал, поступивший в долину Оби по мелким лощинам в результате сезонного стока и склонового плоскостного смыва. Об этом свидетельствует уклон площадки террасы и слоистости в осадках, которые ее слагают, от склонов к осевой части долины. Слой 2 представляет собой прибрежный озерный нанос, сформировавшийся во время позднезырянской (сарганской) стадии (позднепреображенская трансгрессивная стадия Мансийского приледникового озера [Volkov, Volkova, 1979]). Вышележащий суглинок - баганский лёсс, накопившийся в субаэральной среде на склоне в позднеледниковье и раннем голоцене.

Хорошо изученный разрез Толмачевской террасы расположен на правом берегу Оби (пос. Красный Яр в 15-20 км ниже Новосибирска). Этот разрез протягивается вдоль Оби почти на 5 км. Его описание приведено в некоторых работах [Панычев, 1975, 1979; Волков, Архипов, 1978; и др.]. Здесь он охарактеризован кратко в нашей интерпретации. В обрыве правого берега Оби высотой 27-33 м в наиболее высокой средней по течению реки части яра обнажены следующие слои (рис. 16, Г):

eoIQ₃⁴-4. 1. Песок разнозернистый, светлый, серый и желтовато-серый, с неясной косо́й слоистостью. Основание слоя довольно резкое. Мощности 2-4 м.

IQ₃⁴. 2. Песок светлый, хорошо сортированный с горизонтальными прослоями слабглинистого песка. Основание слоя резкое,

местами видны трещины и заклинки в нижележащий осадок, заполненные песком. Мощность 6 м.

- col Q₃⁴. 3. Суглинок легкий, желтовато-серый, лёссовидный, вертикально трещиноватый, со следами мелких корней. Основание слоя неясное. Мощность 3 м.
- IQ₃⁴. 4. Суглинок легкий, светлый, с желтовато-коричневыми прослоями алеврита и тонкозернистого песка толщиной 1–3 мм. Близ основания слоя материал становится крупнее, здесь прослой тонко- и мелкозернистого желтого песка. В основании слоя трещины и клинья шириной до 8 см и глубиной до 1,5 м, заполненные песком. Мощность 9 м.
- al, col Q₃⁵. 5. Сложный по составу и генезису слой. Вверху залегает суглинок желтовато-коричневый, средний и легкий, неслоистый, лёссовидный. Сверху он неравномерно срезан и сохранился не везде. Ниже местами прослеживаются две или три слаборазвитые ископаемые почвы разделенные прослоями лёссовидного суглинка и вторично измененные в условиях обильного увлажнения. В верхней и средней частях слоя местами встречаются раковины наземных моллюсков *Succinea* sp., *Vallonia* sp., *Pupilla* sp., указывающих на формирование почв и перекрывающего их суглинка в субаэральной среде. Ниже залегают болотно-старичные суглинки и пески с обилием растительных остатков, кусками древесины и пнями. Изредка встречаются раковины пресноводных моллюсков *Planorbis* sp., *Gyraulus* sp. плохой сохранности. Эти осадки местами заполняют неглубокие руслообразные понижения, а местами мощность их увеличивается и они замешают суглинки и ископаемые почвы. Основание слоя резкое, неравномерный размыв, мощность до 5 м.
- IQ₃². 6. Песок разнородный, слабо глинистый, желтовато-серый, горизонтально-слоистый, хорошо сортированный, в средней части слоя появляются прослой глинистого песка и суглинка, которые исчезают в нижней части слоя. Основание слоя нерезкое до 10 м.
- al Q₃¹. 7. Песок светлый, серый руслового типа с косыми прослоями и линзами суглинка с растительными остатками. Встречаются пни и стволы деревьев, линзы гравия и гальки, раковины пресноводных моллюсков, а также остатки грызунов. Слой уходит под урез Оби, вскрытая мощность до 4 м.

Палинологические исследования, проведенные Г.Ф. Букреевой и В.С. Волковой [Волков, Архипов, 1978], показывают, что в теплых климатических условиях формировались лишь слой 7 и нижняя часть слоя 5 с ископаемыми почвами. Все же остальные слои накапливались в холодных климатических условиях.

Вывод о формировании слоя 7 в теплых климатических условиях подтверждается и данными малакологии. В.С. Зыкиным из указанного слоя определены следующие виды пресноводных моллюсков: *Valvata (Cincinna) depressa* C. Pfeiffer, *V. (C.) piscinalis* (Müll.); *V. (C.) pulchella* Studer; *Bithynia (Boreoelona) sibirica* West., *Lymnaea* (Ra-

dix) *auricularia* (L.), *L. (R.) peregra* (Müll.), *Anisus (Gyraulus) albus* (Müll.), *A. (Torquis) laevis* (Alder), *Amesoda asiatica* (Mart.), *Pisidium amnicum* (Müll.), наземных: *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.). В образце присутствуют только ныне живущие виды, обитающие на этой же территории. Они указывают на климатические условия, близкие к современным, т.е. слой 7 накапливался в условиях межледникового. Подтверждением этого вывода служат данные, полученные В.С. Зажигиным по остаткам грызунов, таких как *Citellus* sp., *Arvicola* sp., *Allactaga* sp., *Microtus* sp., которые встречаются и сейчас в степной зоне Западной Сибири.

Слой 6 представляет собой озерно-дельтовые и прибрежно-озерные осадки, формировавшиеся непосредственно после руслового аллювия. Общий облик озерной толщи и ее палинологическая характеристика указывают на формирование ее в холодных (гляциальных) климатических условиях. Вместе с нижележащим аллювием озерная толща образует единый цикл осадконакопления, охватывающий интергляциальное время (аллювий) и последующее прогрессивное похолодание (комплекс озерных и озерно-дельтовых отложений). Накопление слоя 6 происходило, вероятно, в озерном ингрессионном заливе во время одной из трансгрессивных стадий приледникового Мансийского озера. Не исключено, что это была раннезырянская (ранневюрмская) трансгрессивная стадия, осадки которой в центральной части Западно-Сибирской равнины были выделены В.С. Волковой (1966 и др.) как преображенская свита. В этом случае возраст слоя 7 следует рассматривать как казанцевский (рисс-вюрмский).

Нижняя часть слоя 5, по-видимому, представляет собой осадки мелких местных речек, с заболоченными и залесенными берегами. Радиоуглеродные даты, полученные из древесины, содержащейся в этих отложениях, указывают на накопление отложений во время каргинского интерстадиала. Верхняя часть слоя 5 накапливалась, несомненно, в субаэральной обстановке. Имеющиеся радиоуглеродные даты и палинологические исследования свидетельствуют о том, что ископаемые почвы следует рассматривать как исцитимский педокомплекс, перекрытый размытым сверху ельцовским лёссом. Палинологические данные свидетельствуют о накоплении его в условиях холодного и очень сухого климата. Это похолодание времени максимального распространения и начала дегляциации льдов сартанской стадии.

Слой 4 представляет собой озерные прибрежные осадки, накопившиеся в значительной степени в результате переотложения лёссов и лёссовидных суглинков, на что указывают цвет и облик озерной толщи. Непосредственно после временного спада озерной трансгрессии вблизи берегов возобновилось накопление лёссовидных суглинков. В таких субаэральных условиях сформировался слой 3, разбитый сверху трещинами и клиньями усыхания.

Слой 2 следует рассматривать не как аллювий, а как прибрежную озерную толщу, о чем свидетельствуют монотонный состав и облик этого слоя вдоль всего обнажения на протяжении более 4 км.

Это прибрежные, возможно отчасти озерно-дельтовые, пески. Слой I накапливал за счет непосредственного перевевания слоя 2 вблизи берега озера. Он образовался также в позднеледниковье.

Другой важный разрез Толмачевской террасы изучен нами на левом берегу Оби ниже Обской ГЭС на окраине пос. Огурцово. Здесь прослеживается прислонение осадков, слагающих Толмачевскую террасу, к толще отложений гряды (увала). В оврагах, прорезающих наклонную к Оби поверхность, сверху вниз обнажены следующие слои (см. рис. 16, Д):

- col+dQ₃₋₄bg. 1. Суглинок (местами алеврит) желтовато-коричневый, песчаный, лёссовидный, без ясной слоистости. Основание неясное, слой в виде покрова виден по всему склону до берега Оби. Мощность 2 м.
- IQ₃⁴. 2. Алеврит (местами песок) светлосерый, хорошо сортированный, много частичек слюды, видна четкая параллельная слоистость озерного типа. Элементарные слойки имеют толщину 2-3 см и обладают различной крупностью частиц (от 0,002 до 0,5 мм). В целом слоистость наклонена к Оби несколько круче поверхности склона. Слой имеет максимальную мощность вблизи берегового уступа Оби. Вверх по склону его мощность уменьшается, и на абсолютных отметках, близких к 125-130 м, слой полностью выклинивается. В месте выклинивания можно видеть береговой озерный нанос, представленный галечником с оплывшими кусками лёссовидного суглинка и древних почв. Максимальная мощность слоя до 10 м.
- IQ₃⁴. 3. Наклоненный в сторону Оби базальный прослой хорошо сортированного берегового озерного наноса, формировавшегося во время кратковременной регрессии озера. Галька представлена почти исключительно обломками местных пород, главным образом сланцами верхнего девона инской свиты. Вблизи берегового обрыва Оби прослой галечника соединяется с галечником руслового типа (бечевник крупной реки). Максимальная мощность приурочена к абсолютным отметкам, близким к 105-110 м; по-видимому, уровень озера сохранялся на этих отметках более длительное время, чем на других - до 0,5.
- IQ₃⁴. 4. Толща прибрежных слоистых озерных песков (местами алевритов) весьма сходна по облику со слоем 2. В песке изредка встречаются карбонатные конкреции типа иматовских камней (первые находки и определения С.Л.Троицкого), свидетельствующие о гидрохимическом и термическом режиме, характерном для озер приледникового типа. Так же как и верхняя толща озерных песков, мощность слоя постепенно уменьшается по мере удаления от берега Оби. В основании резкий размыв, поверхность которого косо срезает более древние отложения. Вблизи основания слоя материал несколько грубее, чем выше. Вблизи берегового обрыва нижняя часть

слоя переходит в галечник руслового типа (аллювий крупной реки). Максимальная мощность слоя до 10 м.

- $colQ_3^{3-4}$ 5. Алеврит желтовато-серый, местами переходит в тонкозернистый песок, слоистость отсутствует. Под ним три гумусированных прослоя, сильно измененных вторичными процессами солифлюкции и разделенные прослоями лёссовидного суглинка. В почвах встречаются кусочки древесного угля до 1,5 см в поперечнике. В.А.Панычевым и Л.В.Фирсовым из нижней почвы по углю получена дата 30050 ± 850 (СОАН-1587), а из средней - 24490 ± 320 (СОАН-1623) лет назад. Ниже почв алеврит, сходный с тем, который выше почв. В средней части оврагов слой косо срезан абразионной поверхностью основания слоя 2. Переход вниз постепенный. Мощность до 3 м.
- $1Q_2$ (?) 6. Песок желтовато-серый хорошо сортированный преимущественно тонкозернистый, с четкой параллельной слоистостью. В нижней части слоя преобладает мелко- и среднезернистый песок. В основании слоя резкий размыв - 6 м.
- $colQ_2^1$ shp (?) 7. Алеврит желтовато-серый с характерной мелкоплитчатой солифлюкционной текстурой. Ниже залегает хорошо развитый интергляциальный комплекс ископаемых почв. Он имеет сложный профиль, образовавшийся в результате последовательного наложения почвообразовательных процессов различного типа. Ниже суглинок легкий, песчанистый, коричневато-желтый, лёссовидный, неслоистый. Мощность всего слоя с почвами до 6 м.
- $1+dQ_1^2$ (?) 8. Алеврит желтовато-серый, хорошо сортированный (внизу также и песок) с заметной параллельной слоистостью. Этот материал обнажен в нижней части стенок оврагов и в их верховьях. Основание слоя неясное до 7 м.
- alQ_1^1 (?) 9. Песок, гравий и галечник косослоистый, есть мелкие валуны (русловый аллювий). Наблюдается большой приток грунтовой воды. Видимая мощность слоя до 3 м.
- $colN_2^3$ (?) 10. Глина голубая, неслоистая, по-видимому, является водоупором для грунтовых вод лежащего выше аллювия. Видимая мощность слоя до 0,5 м.

Слой 10 представляет собой сильно размытую нижнюю часть субаэральной толщи, слагающей гряды (увал). По-видимому, этот суглинок отложился еще в плиоцене под влиянием эоловых или делювиально-пролювиальных процессов. Сложно построенная толща, срезанная поверхностью основания озерных отложений, представлена в основном субаэральными образованиями, но здесь присутствуют также и осадки водного генезиса (слои 6 и 9).

В четвертичной толще, слагающей крупные гряды Новосибирского Приобья и Восточной Кулунды (так называемого Приобского плато), встречаются многочисленные ископаемые почвы. Полученные вновь материалы бурения в южной части гряды западнее Оби в районе Новосибирска [Мартынов и др., 1977] свидетельствуют о том, что эти почвы залегают не горизонтально, а следуют более

или менее параллельно южному склону гряды. При этом лёссовые покровы, разделяющие почвы, имеют максимальные мощности в верхней части гряды, а вниз по склону их мощности несколько сокращаются [Мартынов и др., 1977; рис. 3]. Такое строение толщи свидетельствует о справедливости сделанного ранее предположения о том, что, во-первых, гряды формировались в результате неравномерного последовательного накопления покровов лёссовых отложений, а не вторичного эрозионного расчленения некогда единого плато и, во-вторых, что покровы лёссовых отложений имеют в основном эоловый, а не делювиально-пролювиальный, как это считает В.А. Мартынов с соавторами, генезис.

Грубозернистый водонасыщенный аллювий (слой 9), судя по его общему облику, составу и условиям залегания, принадлежит древней Оби. Его высотное положение свидетельствует о том, что русло реки в то время располагалось на 10–15 м выше, чем теперь. Налегавший на аллювий параллельно-слоистый суглинок и алевролит (слой 8) накапливались, вероятно, в прибрежно-озерных условиях. По-видимому, осадки водного генезиса развиты лишь в области склона гряды (увала), так как многочисленные буровые скважины, пройденные вдали от долины Оби, вскрывают вплоть до основания четвертичной толщи главным образом субаэральные осадки.

Слой 7 представлен размытыми сверху субаэральными образованиями с ископаемыми почвами. По данным В.С. Зыкиной, наиболее мощная нижняя почва формировалась длительное время. Она имеет сложный профиль. По-видимому, на лесной тип почвообразования наложился степной. О степном почвообразовании свидетельствуют мощный (до 40 см) гумусовый горизонт и скопление карбонатных солей в виде псевдомицелия и пятен белоглазки в нижней части профиля. На последующие процессы лесного почвообразования указывает наличие ясно выраженного иллювиального горизонта с ореховатой структурой, пленки окислов алюминия и железа, органики и кремнезема на поверхностях структурных отдельностей. Средняя и верхняя почвы очень слабо развиты, несут вторичные следы переувлажнения в виде оглеения, а также имеют характерную листовавую структуру, свидетельствующую об активности мерзлых процессов. По общему строению педокомплекс несколько напоминает шипуновский, выделенный в разрезах близ Искитима [Волков, Зыкина, 1977а, б].

Слой 6, подстилающий субаэральные отложения с искитимскими почвами (слой 5), весьма сходен по облику со слоями 2 и 4. Он представляет собой древнюю озерную толщу. Возраст ее может условно оценить по общему стратиграфическому положению как среднечетвертичный. Три гумусовых прослоя, залегающих в верхней части субаэральной толщи (слой 5) и срезающихся поверхностью основания верхних озерных песков, на основании радиоуглеродных дат, полученных по древесному углю из нижнего гумусового прослоя (30050 ± 850 лет назад СОАН-1587) и среднего (24490 ± 320 лет назад СОАН-1623), следует рассматривать как образования каргинского интерстадиала. Общее стратиграфическое положение

ние гумусированных прослоев, а также некоторые палеопедологические данные позволяют сопоставлять их с искитимским педо-комплексом.

Нижние озерные осадки (слой 4), по-видимому, не отличаются существенно по возрасту от верхних (слой 2). Они, несомненно, моложе каргинско-сартанского аллювия, залегающего в основании Толмачевской террасы. Поэтому их возраст можно определить лишь как сартанский.

В низовьях оврагов, на высотах, близких к верхней части современного бичевника Оби, в основании нижних озерных отложений (слой 4), как указывалось, залегают грубозернистый аллювий. Следовательно, до начала озерной трансгрессии русло Оби располагалось практически на той же высоте, как и теперь. Взаимоотношение нижних озерных отложений (слой 4), отчасти размытых, с субэаральными отложениями (слой 5) остается не совсем ясным.

Очень интересен прослой грубозернистого берегового озерного наноса, залегающий в основании верхней толщи озерных песков (слой 3). Этот прослой (мощность от 0,5 до 2 м и более) прослеживается на всем протяжении от пос. Огурцова до района устья Тулы. Здесь всюду неглубоко от современной почвы (обычно на глубине 0,7–1,5 м) залегают хорошо отмьгтый галечник, состоящий в основном из плоских окатанных галек темно-серых сланцев инской свиты, реже гранитоидов и кварца. Береговой озерный генезис этого прослоя несомненен.

Аналогичный прослой грубого материала распространен и в низовьях Берди. Он обнаружен В.А. Мартыновым во время геологических съемок и прослежен И.А. Волковым до отметок 130–140 м. Состав материала непостоянен. На максимальных отметках это обычно прослой плохо сортированного делювиального щебня мощностью 0,3, реже 0,5 м, нередко с мелкими солифлюкционно-мерзлотными текстурами. На меньших абсолютных отметках щебень часто переходит в прослоек хорошо сортированного озерного песка или в слабо развитую лугово-болотную ископаемую почву, формировавшуюся, вероятно, вблизи урвня озера.

Нет сомнений в том, что рассматриваемый прослойек в какой-то мере синхронен верхней толще озерных песков. Отчасти он представлен делювиально-солифлюкционным склоновым материалом, отчасти (на отметках ниже 130 м) береговым озерным наносом, сформировавшимся во время постепенной трансгрессии озера от отметок 95 м или даже более низких до 125–130 м. Слой 3 переходит вблизи Оби в грубый аллювий. Следовательно, до озерной трансгрессии русло Оби располагалось лишь на несколько метров выше, чем теперь, причем аллювий речного пляжа отчасти отлагался на сформировавшихся ранее озерных осадках (слой 4) вблизи берегового уступа Оби.

Параллельнослоистые озерные пески (слой 2) залегают на склонах долины и переходят вблизи обнажения на поверхность толмачевской террасовидной поверхности. Мощность их вниз по долине Оби быстро уменьшается. Они формировались в районе мыса, вдававшего-

гося в пределы озерного залива, в результате разгрузки здесь берегового потока наносов. Только вблизи берега накопились значительные мощности озерных осадков. Полученный вывод относительно времени формирования почв (слой 5) свидетельствует также и о послекаргинском возрасте верхней озерной толщи (слой 2).

Верхний покров лёссовидных отложений (слой 1), спускающийся с гряды на склон долины Оби, образовался в конце последней ледниковой эпохи. Такой же покров широко распространен, например, в низовьях Берди, в Барабе и на склонах многих долин Западной Сибири.

Вблизи Искитима получено несколько радиоуглеродных дат, которые свидетельствуют о формировании этого покрова во вторую половину сартанской стадии (позже 19–20 тыс. лет назад). В разрезе Огурцово присутствует лишь верхняя часть этого покрова (баганский лёсс).

Прибрежные озерные осадки на поверхности Толмачевской (второй надпойменной) террасы Оби и ее притоков довольно широко распространены. Они встречаются в районе Академгородка близ водохранилища Обской ГЭС, в низовьях долины Второй Ельцовки ниже с. Каинская Заимка, на правом берегу Бердского залива, в районе пос. Левые Чёмы и Боровое на западном берегу водохранилища и распространены до абсолютных отметок, близких к 130 м, т.е. до предполагаемого максимального уровня приледникового Мансийского озера.

Итак, Толмачевская терраса Оби и ее притоков является сложным образованием. В ее строении принимают участие речные, склоновые, озерные, озерно-дельтовые и субэаральные осадки.

В некоторых разрезах (Красный Яр, Огурцово, Мильтюш и др.) осадки, слагающие террасу, налегают на более древние геологические образования подола террасы. Среди них наиболее молодыми являются, вероятно, казанцевские, раннезырянские и каргинские отложения, вскрытые в нижней части разреза Красный Яр.

Особенности строения поверхности и разрезов Толмачевской террасы в совокупности с данными палеопедологии и радиоуглеродной абсолютной геохронологии ясно свидетельствуют о том, что весь комплекс речных осадков террасы вместе с базальной поверхностью размыта и уступом тылового шва образовался в каргинско-сартанское время, 30–20 тыс. лет назад. Несколько моложе верхняя часть разреза, сложенная озерными прибрежными осадками и перекрывающими их кое-где покровными лёссовидными суглинками. Эти осадки накопились во вторую половину сартанской стадии и в позднеледниковье.

Базальная поверхность и аллювий залегают на высоте до 5–10 м над уровнем современных рек. Перекрывающие аллювий осадки, слагающие большую часть видимых разрезов, не являются речными, поэтому рассматривать саму поверхность террасы как результат деятельности реки нет никаких оснований. Окончательное

формирование Толмачевской террасы связано с озерной деятельностью, поэтому ее следует рассматривать как сартанскую озерную террасу.

Строение более молодой Кудряшевской террасы изучалось нами в разрезах на левом берегу Оби ниже Новосибирска. Так, в районе пос. Кудряшевский Бор и непосредственно ниже него вдоль левого берега Оби разрез кудряшевской террасы вскрывается в следующем виде (рис. 17, А):

$eo1Q_4^1$. 1. Слагающий древние бугры и гряды эоловый песок, разнозернистый, светлый желтовато-серый и желтый, косослоистый, хорошо сортированный. Основание слоя резкое (слабо развитая ископаемая почва) — до 3 м.

$eo1Q_{3-4}bg$. 2. Песок, аналогичный слою 1, но прикрытый ископаемой почвой, основание слоя резкое — 2 м.

$1Q_3^4$. 3. Песок разнозернистый, желтовато-серый и серый слюдястый, горизонтально-слоистый. В средней части слоя появляются прослой глинистого песка и легкого суглинка, которые в нижней части слоя исчезают. Основание слоя неясное, постепенный переход к нижележащему осадку. Мощность 2 м.

$al+1Q_3^4$. 4. Песок разнозернистый серый, сверху горизонтально-, ниже косослоистый. Вниз по слою материал становится более крупнозернистым, преобладает средне- и крупнозернистый косослоистый песок. Слой уходит под меженный урез Оби. Мощность 3 м.

Слой 4 отлагался в русловой или прибрежно-озерной обстановке. Залегающие выше горизонтально-слоистые осадки (слой 3) отлагались непосредственно позже слоя 4, так как связаны с ним постепенным переходом. Они представляют собой, вероятно, прибрежный озерный нанос. Залегающие сверху эоловые пески накопились по аналогии с другими районами Сибири и другими регионами, в позднеледниковье.

Преобладание сортированных песков отличает Кудряшевскую террасу от других позднечетвертичных поверхностей. В целом верхняя часть разреза по возрасту и генезису условно сопоставляется нами с верхней толщей озерных песков, развитых в районе Красного Яра и Огурцово. Характерной особенностью Кудряшевской террасы является то, что она не прослеживается в долинах Берди, Ини, Мильтюша и других более мелких местных рек.

Строение осадков, слагающих самую молодую Криводановскую (первую надпойменную) террасу местных рек и Оби, резко отличается от строения Толмачевской и Криводановской террас. Эта терраса, как указывалось, развита во всех долинах Новосибирского Приобья, повсюду она сложена речными, отчасти биогенными осадками. Рассмотрим разрез Криводановской террасы мелких местных ручьев и речек, затем более крупных рек.

Показательный разрез изучен нами в долине Второй Ельцовки в правобережной части Новосибирска. В 2,5 км от устья названной

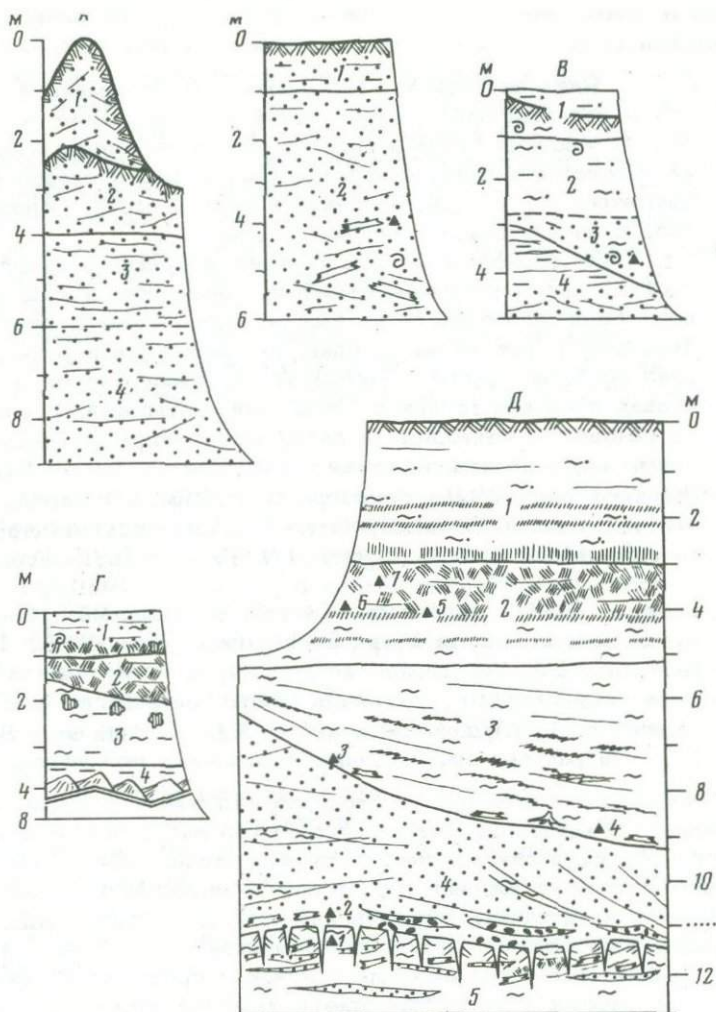


Рис. 17. Разрезы кудряшевской и криводановской террас

А - на левом берегу Оби в районе ниже пос. Кудряшевский Бор; В - на левом берегу р. Вторая Ельцовка (левый приток Оби) в 2,5 км выше устья, радиоуглеродная дата 12750 ± 120 (СОАН-675); В - на правом берегу р. Чик (левый приток Оби), в 2,5 км ниже шоссевого моста, радиоуглеродная дата - 8650 ± 235 (СОАН-414); Г - на левом берегу р. Тулы в месте соединения с ее правым притоком Верх-Тулой; Д - в обрыве левого берега реки Берди близ пос. Усть-Травянка маслянинского района, радиоуглеродные даты: 1 - 37100 ± 2000 (СОАН-10); 2 - 26350 ± 270 (СОАН-412); 3 - 12450 ± 55 (СОАН-411); 4 - 11100 ± 330 (СОАН-412); 5 - 6780 ± 145 (СОАН-9); 6 - 5930 ± 100 (СОАН-113); 7 - 4400 ± 340 (СОАН-114)

речки в левом береговом обрыве, вскрывающем отложения криво-дановской террасы, обнажены следующие слои (рис. 17, Б):

$alQ_3^4 - Q_4^1$. 1. Ниже интенсивно гумусированный современный луговой почвы залегает песок, переходящий в супесь. Цвет желтовато-серый. Местами пятна и прослои охристого ожелезненного песка. Слоистость неясная горизонтальная, много следов корней диаметром до 1,5 см, особенно в нижней части. Основание слоя довольно резкое. Мощности 1 м.

alQ_3^4 . 2. Песок разнозернистый с гравием и мелкой галькой. Цвет светлый серый и желтовато-серый. Слоистость косая, руслового типа. Много растительных остатков, веток и стволов деревьев. В нижней части слоя, на уровне уреза ручья, материал особенно грубый, преобладает крупнозернистый песок, гравий и мелкая галька с глиняными окатышами. В слое много раковин пресноводных и наземных моллюсков. Здесь И.А.Волковым определены следующие виды: пресноводные - *Lymnaea (Radix) peregra* (Müll.), *Galba palustris* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus (Spiralina) vortex* (L.), *A. (Anisus) spirorbis* (L.), *Gyraulus albus* (Müll.), *G. gredleri* (Bielz.) Gredl., *Bathyomphalus contortus* (L.), *Pisidium (Eupisidium) amnicum* (Müll.), *P. (E.) casertanum* (Poli.), наземные - *Carychium milium* Müll., *Succinea putris* (L.), *S. oblonga* Drap., *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vertigo antivertigo* (Drap.), *V. alpestris* Ald., *Valonia pulchella* Müll., *V. costata* (Müll.), *Discus* sp. (?), *Euconulus fulvus* (Müll.), *Zonitoides nitidus* Müll., *Eulota* sp. Всего 23 вида раковин пресноводных и наземных моллюсков.

Хотя раковины собраны из русловых отложений и, несомненно, претерпевали некоторое местное перетолжение, совершенно очевидно, что моллюски обитали либо в самом потоке, либо вблизи него. В связи с этим их видовой состав вполне определенно отражает климатические и палеогеографические условия района Новосибирска во время формирования первой надпойменной террасы Второй Ельцовки. Общее богатство видовой состава и присутствие некоторых видов, обитающих в настоящее время, главным образом на юге Западной Сибири и южнее (*Cochlicopa lubrica*, *Euconulus fulvus*, *Eulota* sp.), дают полное основание заключить, что климат во время накопления вмещающих раковины отложений был близок к современному.

Из ствола дерева диаметром 0,3 м, захороненного в нижней части слоя 2 (на глубине 4 м от бровки склона террасы), нами была отобрана проба на определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Анализ, произведенный в Лаборатории абсолютной геохронологии ИГиГ СО АН СССР, показал возраст дерева 12750 ± 120 лет назад (СОАН-675). Намывная древесина, в том числе и ствол, из которого была отобрана проба, захоронена главным образом в нижней части разреза руслового аллювия. Она датирует время конца периода наиболее обильного стока и начала постепенного его спада. В то время на дне долины начал интенсивно накапливаться аллювий, который ныне слагает тело террасы. Период

максимального по обильности стока в долине Второй Ельцовки и Оби проявлялся более или менее одновременно, следовательно, полученная дата указывает на период влажного и вместе с тем довольно теплого климата, характерного не только для района Новосибирска, но и для всего бассейна Верхней Оби. Грубый состав аллювия и характер его слоистости свидетельствуют о многоводности и высоких скоростях течения потока, проходившего по дну долины.

Другой разрез Криводановской террасы изучен в долине р. Чик (левый приток Оби), в 2,5 км ниже пересечения долины шоссе Новосибирск—Омск. Здесь: современное русло речки, имеющее ширину около 5–7 м, пересекает выполненное осадками древнее русло, существовавшее во время формирования отложений Криводановской террасы. Это русло имело ширину около 25 м. В обрыве правого берега в стрежневой части древнего русла вскрыты следующие слои (рис. 17, В):

- d+ped Q₄. 1. Супесь, переходящая в глинистый песок, ниже которой хорошо развита гумусированная почва на коричневатосером суглинке. В основании слоя тонкий прослой, обогащенный гумусом и мелкими растительными остатками. Мощность 1 м.
- al Q₃⁴—Q₄¹. 2. Суглинок песчанистый и супесь. Цвет серый и коричневатосерый, много следов корней, по которым развиты пятна ожелезнения. Слоистость неясная горизонтальная. Слои выполняют понижения руслового типа. Переход к нижележащему осадку постепенный. Много пресноводных моллюсков. Мощность 1,6 м.
- al Q₃⁴—Q₄¹. 3. Песок разнозернистый, светлосерый с косыми прослоями и линзами глинистого песка и гравия, обогащенными растительными остатками. Изредка встречаются небольшие куски древесины. Много раковин пресноводных моллюсков. В основании слоя резкая поверхность размыва, косо срезающая более древние отложения и оконтуривающая дно широкого древнего русла.
- al Q₃⁴. 4. Супесь серая и голубоватосерая, горизонтальнослоистая, с пятнами ожелезнения. Вниз она постепенно переходит в серый и голубоватосерый косослоистый песок.

Среди раковин, собранных в слоях 2 и 3, И.А. Волковым определены следующие виды: *Lymnaea stagnalis* L., *Galba palustris* (Müll.), *Radix pereger* (Müll.), *Planorbis planorbis* L., *Physa* sp., *Sphaerium* (*Sphaerium*) *corneum* L., *Anodonta* sp., крышечки крупных гастропод (до 1,5 см в поперечнике). Такой видовой состав свидетельствует о теплом климате времени накопления аллювия, близком к современному.

В.А. Панычевым из слоя 3, с глубины 3–3,5 м от бровки разреза отобрана проба и выполнена радиоуглеродная дата раковин моллюсков. Она показала, что аллювий, в котором залегают раковины, накапливался 8650±235 лет назад (СОАН-414).

Слой 4 отлагался в русле древнего Чика во время формирования первой террасы, вышележащая супесь — в пойменно-старичных

понижениях той же реки. Слои 3 и 2 выполняют русло, существовавшее в заключительный этап формирования террасы около 9–8 тысяч лет назад, уже позже раннеголоценового (переславльско-го) похолодания, которое было 9,7–9,5 тыс. лет назад [Кинд, 1974].

Еще один интересный разрез Криводановской террасы расположен на р. Туле, в месте соединения ее с правым притоком р. Верх-Тулой. Здесь в обрыве левого берега обнажены следующие слои (рис. 17, Г):

- col+dQ₄. 1. Песок плохо сортированный, серый и коричневатосерый с большим количеством растительных остатков. Вниз он постепенно переходит в коричневый среднеразложившийся торф с неясной горизонтальной слоистостью. Много раковин пресноводных моллюсков: *Galba* sp., *Gyraulus* sp., *Succinea* sp., *Cochlicopa* sp., *Vallonia* sp., *Pisidium* sp., и др. (определение в поле И.А. Волкова). Основание слоя резкое. Мощность 1 м.
- Q₄¹. 2. Торф сильно разложившийся, тяжелый с примесью минеральных частиц. Цвет коричневаточерный, много корней водных растений. В нижней части слоя появляются прослойки серого и голубоватосерого оглеенного суглинка. Внизу постепенный переход к нижележащему наносу. Мощность слоя непостоянна и уменьшается вниз по реке.
- d + prlQ₃tlm₂. 3. Суглинок легкий и средний, желтоватосерый, местами ржаво-коричневый. В верхней части слоя много известковистых конкреций до 2 см в поперечнике, вниз суглинок постепенно переходит в супесь серую (слой 4). Мощность слоев 3 и 4 до 3,5 м. Ниже осьпь до русла высотой около 4,5 м.

В разрезе вскрыта краевая часть первой террасы, вблизи при-членения ее к Толмачевской террасе. Слои 3 и 4 – цоколь из осадков верхней части Толмачевской террасы. Слой 2 формировался на дне долины во влажных условиях во время образования аллювия криводановской террасы. Торф накапливался, вероятно, в условиях периодического подтопления в половодья. Нижняя часть слоя 1 отлагалась в условиях хорошо прогреваемого мелководного озера или болота, на дне и вблизи которого обитали пресноводные и наземные моллюски. Состав их свидетельствует о накоплении осадка в теплых климатических условиях, близких к современным.

Среди изученных нами многочисленных разрезов Криводановской террасы более крупных рек Новосибирского Приобья выделяется своим стратиграфическим значением разрез на левом берегу Берди, выше с. Мамоново Маслянинского района, вблизи пос. Усть-Травянка. Этот разрез, неоднократно изучавшийся авторами и другими исследователями, охарактеризован многими радиоуглеродными датами [Фирсов, Панычев, 1973], здесь выполнены палинологические и палеопедологические исследования. В последнее время нами получены некоторые новые данные, позволяющие существенно уточ-

нить и отчасти изменить полученные ранее выводы. В обрыве левого берега Берди, к которому подходит слаборасчлененная поверхность первой террасы в нижней по течению реки части яра, сверху вниз обнажены следующие слои (рис. 17, Д):

- prlQ₄³. 1. Суглинок коричневатый-серый, легкий, песчаный с неясной горизонтальной слоистостью, прикрытый современной темносерой лесной почвой. В средней части два слабо гумусированных прослоя, разделенных суглинком, в нижней части слоя оглеение. Основание резкое. Мощность 3 м.
- prl, pedQ₄². 2. Торф темный серовато-коричневый, среднеразложившийся, неясно горизонтально-слоистый. В основании - гумусированный прослой, ниже - суглинок серый и голубовато-серый, в его средней части - слабо гумусированный прослой. Основание резкое.
- alQ₃⁴-Q₄¹kgd. 3. Суглинок, переходящий в глину, плотный, тяжелый, серый, выполняет широкое русловое понижение. Слоистость параллельная, согласно с основанием понижения. В нижней части слоя много мелких обломков стволов и пней. Здесь прослеживается гумусированный оглеенный прослой, ниже которого прослой суглинка и песка. Основание слоя резкое, размыв. Мощность до 4 м.
- alQ₃³tlm₁⁴. 4. Песок светлый серый и желтовато-серый с линзами и прослоями суглинка и гравия с галькой. Слоистость грубая, косая, крутые слойки падают вниз по долине Берди. Основание резкое - субаэральный перерыв. В нижележащем осадке ископаемые морозобойные клинья шириной до 15 см (уходят под урез Берди). Мощность до 4 м.
- alQ₃³tlm. 5. Суглинок голубой с косыми прослоями песка. Много стволов, ветвей и пней деревьев и намывного торфа. Встречаются крышечки моллюсков *Vithynia* sp. до 4 мм в поперечнике.

Для выяснения последовательности и времени накопления осадков рассматриваемого разреза имеют важное значение данные радиоуглеродной хронологии, полученные Л.В. Фирсовым и В.А. Панычевым [Фирсов, Панычев, 1973; Панычев, 1975, 1979]. Рассмотрим лишь наиболее показательные даты. Осадки, залегающие в основании видимого разреза близ меженного уреза русла Берди и отчасти на его дне (слой 5), представляют собой аллювий, сформировавшийся, как показывает дата СОАН-10 (3710±2000) из ствола дерева, около 37 тыс. лет назад. Это было во время раннекаргинского интерстадиала, описываемого Н.В. Кинд [1971] как малохетское потепление. Залегающий выше более молодой аллювий (слой 4), из которого по древесине получена дата СОАН-412 (26350±270), накапливался во время последующего, верхнекаргинского (по Н.В. Кинд, липовско-новоселовского) интерстадиала. Субаэральный перерыв, во время которого образовались морозобойные клинья, следовательно, был во время резкого среднезырянского (коношельского) похолодания. В разрезе представлена только нижняя часть верхнекаргинского аллювия, срезанного образованиями

Криводановской (первой надпойменной) террасы Берди. В разрезе представлены старично-пойменные суглинки с гумусированным прослоем и растительными остатками в основании. Две даты — СОАН-411 (12450 ± 55) и СОАН-112 (11100 ± 330) показывают, что накопление старичного суглинка на дне уже выработанного русла началось еще раньше — 12,5 тыс. лет назад, что также подтверждается датой СОАН-11 (12820 ± 500) из верхней по течению реки части яра, взятой из отложений, залегающих ниже межи Берди. По нашим представлениям, эти осадки также следует рассматривать как аллювий Криводановской террасы. Сложнопостроенный слой старично-пойменных субаэральных осадков с торфом и гумусированными прослоями образовался в основном уже после формирования поверхности террасы, в голоцене. Даты СОАН-9 (6780 ± 145), СОАН-113 (5930 ± 100) и СОАН-114 (4400 ± 340) указывают на то, что торф и подстилающий его гумусированный прослой сформировались в отрезок времени 6,8–4,4 тыс. лет назад. Слой 1 отлагался в субаэральной обстановке в позднем голоцене.

В целом строение Криводановской (первой надпойменной) террасы Оби и ее притоков указывает на формирование аллювия и поверхности этой террасы в условиях весьма обильного стока в позднеледниковье и раннем голоцене, т.е. в отрезках времени от 13–14 до 9–8 тыс. лет назад. Характер уступа тылового шва террасы свидетельствует о том, что реки в то время были значительно многоводнее соответствующих современных. Скорости течения были выше; это получило отражение в составе и характере слоистости аллювия. Весьма вероятно, что накопление аллювия и формирование террасы протекало в течение двух-трех этапов, соответствующих кратковременным резким колебаниям климата этого времени. Такое этапное накопление аллювия первой террасы установлено, например, для ряда районов Западной Европы и Северной Америки [Dury, 1954, 1964а, 1964в, 1965; и др.].

Изученные нами многочисленные разрезы поймы Оби и ее притоков имеют некоторые общие особенности строения. По высотному положению поймы обычно слабо отличается от первой террасы, однако строение разрезов этих поверхностей различно. Для видимых разрезов поймы характерно преобладание супесчано-суглинистых осадков, обладающих четкой криволинейной слоистостью, довольно изменчивых в латеральном направлении и почти нигде не прикрытых хорошо развитым почвенным покровом. Грубозернистый нанос руслового типа в разрезах поймы обычно присутствует лишь в нижней части, вблизи меженного уровня современной реки.

В мелких местных долинах поймы и пойменные осадки присутствуют обычно лишь в среднем и нижнем течении рек. В верховьях русла часто практически лишены поймы и проходят среди наиболее пониженной части площадки первой надпойменной террасы. Такие особенности поймы прослежены нами в долинах рек Тулы, Чика, Оеша, Зырянки, Шадрихи, Коена и многих других.

Другой характерной особенностью строения пойменного аллювия является его пространственная неоднородность. В долинах крупных

рек (Иня, Бердь, Обь) достаточно ясно прослеживаются два типа разрезов поймы. Наиболее широко распространены разрезы, целиком сложенные пестрыми в фациальном отношении речными русловыми и пойменными осадками. Сюда входят осадки, слагающие низкий (современный) и несколько более возвышенный (позднеголоценовый) уровни поймы.

Достаточно широко распространены также разрезы иного типа, сложенные двумя различными возрастными комплексами речных осадков. Сверху залегает преимущественно пойменный верхнеголоценовый нанос, а внизу более древние речные осадки, главным образом руслового типа. Очень часто эти два комплекса осадков разделены поверхностью размыва, хорошо развитой гумусированной погребенной почвой, или слоем торфа. Такие двучленные разрезы характерны как для крупных притоков Оби, так и для самой Оби. Они распространены не только в Новосибирском Приобье, но и в других районах Сибири. Во многих случаях можно видеть, что нижний комплекс осадков разрезов пойм в действительности является аллювием Криводановской (первой надпойменной) террасы. Таким образом, в Новосибирском Приобье прослеживаются те же особенности соотношения первой террасы и поймы, которые выявлены в других районах Сибири [Волков и др., 1969; Волков, 1971б; и др.]. Есть все основания заключить, что двучленные разрезы поймы отражают колебания климата и стока в голоцене. Почва и торф, отделяющие собственно пойменные отложения от более древнего аллювия, образовались в среднем голоцене, когда климат был теплее и суше современного. Сток был в то время слабее, чем теперь, а половодья имели низкий уровень. Это был завершающий этап формирования Криводановской террасы. По-видимому, он совпадал с суббореальным периодом голоцена.

СОВРЕМЕННЫЕ, ПОГРЕБЕННЫЕ ГОЛОЦЕНОВЫЕ И ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПОЧВЫ

Изучение современного почвенного покрова, а также встречающихся погребенных голоценовых почв представляет важный первый этап перехода от педологии к палеопедологии, от изучения современных почв к изучению древних эпох почвообразования. Оно позволяет познать историю развития почв в течение голоцена, оценить динамику и направленность почвообразовательных процессов, установить приблизительный возраст разных типов почв, встречающихся на данной территории. Полученные данные дают также богатый сравнительный материал для познания истории развития ископаемых почв во времени и позволяют получить представление о характере почвенных процессов во время древних эпох почвообразования.

Изучение основных типов почв автоморфного ряда, а также встречающихся погребенных голоценовых почв на данной территории проводилось с целью сравнения и оценки направленности почвообразовательных процессов позднеплейстоценовых ископаемых почв.

Почвенный покров территории Новосибирского Приобья относится к Западно-Сибирской провинции суббореального пояса лесостепной зоны [Почвы..., 1966]. Среди автоморфных почв здесь развиты черноземы выщелоченные и оподзоленные в сочетании с серыми лесными почвами.

Черноземы выщелоченные широко распространены. Они приурочены к наиболее остепненным участкам водораздельных пространств, пологим склонам, долинам рек и балок, сформированы на лёссовидных карбонатных суглинках под лугово-степной и лугово-лесной растительностью. Почвы этого типа распространены в районе опорных разрезов Ложок и Мраморный. В карьере близ ст. Ложок, расположенном на междуречье Шипунихи и Койнихи, генетический профиль чернозема выщелоченного имеет следующее строение:

- Ад - 0-4 см. Темно-серый, среднесуглинистый, сухой, уплотнен, обилие корешков, переход постепенный.
- А - 4-30 см. Темно-серый, порошисто-комковатый, среднесуглинистый, уплотнен, пронизан корнями растений, в сухом состоянии трещиноватый, переход постепенный.
- АВ - 30-50 см. Неоднородно окрашенный, в верхней части темно-серые затеки гумуса, в нижней - желтовато-бурые заклинки, среднесуглинистый, мелкокомковатый, уплотнен, корни растений. Переход в следующий горизонт замечен по цвету и плотности.
- В₁ - 50-70 см. Желтовато-бурый, среднесуглинистый, плотный, неявно ореховато-комковатый, редкие корни растений. Переход замечен по границе вскипания.
- В_{2к} - 70-90 см. Буровато-желтый, среднесуглинистый, плотный, неявно ореховато-комковатый, бурно вскипает, карбонатный псевдомицелий. Переход замечен по цвету.
- Ск₁ - 90-210 см. Серовато-желтый, среднесуглинистый, бесструктурный, уплотнен, мицелий карбонатов, ходы землероев. Переход постепенный по цвету.

По механическому составу рассматриваемый выщелоченный чернозем относится к среднесуглинистому иловато-крупнопылеватому. По всему профилю преобладает фракция крупной пыли (от 38 до 45%). Накопление илистой фракции, полуторных окислов в средней части его (до 30,5%) свидетельствует об иллювиальном процессе, который морфологически выражен неявно. По содержанию гумуса (6%) данный чернозем относится к среднегумусовому. Резкое падение органического вещества вниз по профилю (с 6% в горизонте А до 1% в горизонте В) характерно для выщелоченных черноземов Западной Сибири [Путеводитель..., 1967]. В составе органического вещества преобладает фракция гуминовых кислот, связанная с Са. Отношение $C_{TK} : C_{фк}$ в горизонте А составляет 2,05 и постепенно сужается до 0,80 в горизонте В [Дергачева, Зыкина, 1978].

В полном соответствии с распределением гумуса находится содержание и распределение общего азота [Почвы..., 1966]. Черноземам

выщелоченным присуща высокая емкость поглощения (40–50 мг на 100 г почвы, горизонт А) [Почвы..., 1966], полная насыщенность основаниями поглощающего комплекса при преобладании в нем Ca^{2+} , рН водной вытяжки близка к нейтральной (6,8–6,9). Черноземы выщелоченные практически не засолены, незначительные количества солей представлены в основном сульфатами и бикарбонатами Са и Mg. Таким образом, профиль черноземов выщелоченных хорошо дифференцирован на горизонты, для него характерно слабое развитие элювиального процесса, вынос карбонатов нисходящим током воды.

Менее широко распространены черноземы оподзоленные. Они формируются под разреженными березовыми лесами с хорошо развитым луговым разнотравьем. В отличие от выщелоченных они имеют ясно выраженные признаки оподзоливания – морфологически лучше оформленный иллювиальный горизонт, более четкое распределение иллитных частиц и полуторных окислов по профилю с накоплением их в иллювиальном горизонте.

Серые лесные почвы встречаются от вершин водоразделов вплоть до нижних частей северных склонов. Они развиваются под воздействием древесной и в значительной степени травянистой растительности. В зависимости от того, какой из процессов (дерновый или подзолистый) доминирует, формируются лесные почвы в разной степени гумусированные и оподзоленные. Тип темно-серых лесных почв встречается в районе левого склона р.Ини близ пос. Барышево, где расположена группа разрезов с верхнечетвертичными лёссами и ископаемыми почвами.

Здесь в 1 км от железнодорожного переезда Барышево под березово-осиновым колком темно-серая почва имеет следующее строение:

- Ад – 0–5 см. Дернина из корней травянистой и древесной растительности.
- A₁ – 5–30 см. Темно-серый, среднесуглинистый, рыхлый, комковато-зернистый, едва заметный белесый оттенок за счет кремнеземистой присыпки, густо пронизан корнями, переход в нижележащий горизонт заметен по цвету и скоплению кремнекислоты.
- A₁A₂ – 30–55 см. Серый с белесым за счет появления кремнеземистой присыпки, среднесуглинистый, рыхлый, неясно-листовато-плитчатый, пронизан корнями растений, переход заметен по цвету и плотности.
- A₂B₁ – 55–85 см. Желтовато-бурый, в верхней части с белесым оттенком за счет кремнеземистой присыпки, среднесуглинистый, с примесью песка, комковато-ореховатый. На гранях структурных отдельностей пленки, натеки полуторных окислов и органики. Кремнеземистая присыпка расположена в горизонте рыхлыми скоплениями в гнездах. Переход заметен по цвету и плотности.
- B₂ – 85–120 см. Темно-бурый, тяжелосуглинистый, с примесью песка, ореховато-призматический, корни растений. На гранях

структурных отдельностей натеки, пленки полуторных окислов и органики. Горизонт плотнее, чем вышележащий. Переход замечен по цвету.

BC — 120–165 см. Коричневато-желтый, тяжелосуглинистый, с горизонтальными плотными прослоями желтовато-бурого цвета, мощностью до 3 см, между прослоями скопление кремнеземистой присыпки, которая в нижней части горизонта исчезает. Слабо уплотнен, редко принизан корнями растений. Переход замечен по цвету и границе вскипания.

Ск — 165–220 см. Темно-желтый, суглинистый, пористый, бурно вскипает. Карбонаты в виде белоглазки и псевдомицелия по ходам корней растений.

По данным Р.В. Ковалева и других [Почвы..., 1966], В.Б. Ильина и А.Д. Орлова [Путеводитель..., 1967], серые лесные почвы Новосибирского района, в частности темно-серые, относятся по механическому составу к средне- и тяжелосуглинистым иловато-пылеватым разностям. Распределение илистой фракции по профилю происходит с накоплением ее в иллювиальном горизонте. Данные почвы имеют высокую степень насыщенности основаниями, причем в составе обменных катионов преобладает Са, рН водной среды колеблется в пределах 5,2–6,5. Вниз по профилю наблюдается резкое падение органического вещества. Они содержат незначительные количества легкорастворимых солей в профиле, которые в основном представлены бикарбонатами и сульфатами кальция и магния.

Рассмотрев морфологическую и физико-химическую характеристику темно-серых лесных почв, можно сделать вывод, что элювиальный процесс хорошо развит и сопровождается накоплением кремнекислоты (усиление данного процесса в горизонте A_1A_2 происходит в ряду темно-серые — серые — светло-серые лесные почвы), иллювиальный горизонт морфологически четко оформлен, имеет хорошую ореховато-призматическую структуру, в нем происходит накопление полуторных окислов. Профиль почв ясно дифференцирован на генетические горизонты.

Под пологом соснового бора террас Оби, Ини, Берди на песчаных и супесчаных отложениях распространены почвы с ясно выраженным подзолистым процессом — дерново-подзолистые. Кислая реакция среды, малая емкость поглощения, низкая степень насыщенности основаниями, слабая гумусированность почв, отсутствие засоления, перемещение илистой фракции и полуторных окислов железа и алюминия из верхней части профиля, обособление иллювиального горизонта, наличие хорошо выраженного элювиального горизонта — характерные признаки почв данного типа.

Рассмотренные основные морфологические признаки и физико-химические свойства главных типов почв автоморфного ряда данной территории использовались в качестве сравнительного материала при диагностике ископаемых почв.

Некоторый материал по истории развития почв в течение голоцена, их возрасту получен при изучении погребенных голо-

ценовых почв и торфяников, расположенных на первых надпойменных террасах рек Оби, Берди, Чика, Оеша, Верх-Тулы.

В разрезе на первой надпойменной террасе Чика погребенная луговая почва имеет хорошо выраженный гумусово-аккумулятивный горизонт темно-серого цвета, пороховидно-творожистой структуры. Она сформировалась на слоистых пойменных отложениях с обилием раковин пресноводных моллюсков и наличием нор землероев. Возраст раковин из речных отложений равен 8650 ± 235 лет назад (СОАН-414). По простиранию луговая почва замещается лугово-черноземной осолоделой с признаками остаточной солонцеватости (остатки солонцеватого горизонта ореховато-призматической структуры, содержащего в нижней части карбонатные конкреции).

На первой надпойменной террасе р.Оеш в разрезе описана лугово-черноземная почва, имеющая хорошо выраженный гумусовый горизонт, в котором встречаются пятна и полосы ожелезнения. Она сформировалась на супесчаном наносе, постепенно переходящем в песок серого цвета.

Все вышеохарактеризованные погребенные голоценовые почвы прошли гидроморфную стадию развития, об этом свидетельствуют встречающиеся в гумусовом горизонте пятна и полосы ожелезнения. С понижением базиса эрозии и уровня грунтовых вод почвы начали развиваться по автоморфному типу почвообразования. Доказательством тому служат встречающиеся норы землероев, а также вторичный процесс осолодения ранее лугово-черноземной солонцеватой почвы. Полученная радиоуглеродная дата указывает на то, что изученные почвы на поверхности первых террас начали формироваться со второй половины бореального периода. Для них характерна направленность почвообразовательных процессов в сторону гумусонакопления.

В районе пос. Верх-Тула четко прослеживается первая и вторая надпойменные террасы. Четыре расчистки, заложенные здесь, позволили проследить, как почвенный покров второй террасы постепенно уходит под слой наноса мощностью до 1,5 м и сливается с торфяно-глиевой почвой первой террасы, которая переходит в торфяник (рис. 18, А).

Торфяно-глеевая почва представлена темно-серым легкосуглинистым с включением неразложившихся растительных остатков торфяным горизонтом и глеевым - светло-серого цвета с голубоватым оттенком, обильно ожелезненным с марганцовистой пунктацией. Эта почва постепенно переходит в торфяник, в котором выделяются три горизонта торфа, отличающиеся по степени разложения растительных остатков, и два глеевых. Верхний глеевый горизонт ожелезнен больше, чем нижний и имеет в верхней части крупные карбонатные конкреции.

Сверху торфяно-глеевая почва и торфяник перекрыты новейшим субэаральным наносом. В этом разрезе можно выделить несколько этапов почвообразования.

1. Во время накопления аллювия первой террасы почва развивалась лишь на площадке второй террасы.

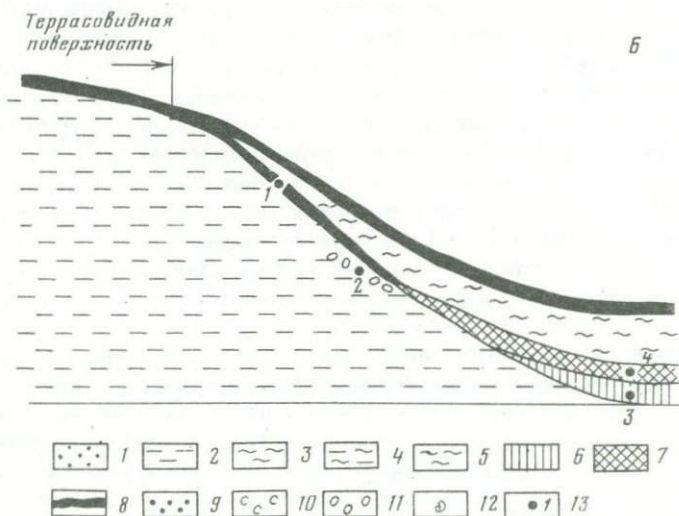
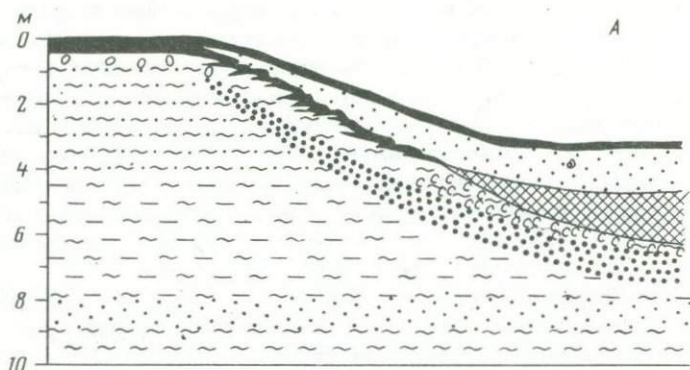


Рис. 18. Погребенные голоценовые почвы на склонах долин

А - причленение первой надпойменной террасы ко второй в разрезе левого берега р. Тулы у пос. Верх-Тула; Б - левый склон долины Берди у с. Маслянино (по материалам И.А. Волкова, В.С. Зыкиной, В.А. Панычева)

1 - песок; 2 - алеврит; 3 - суглинок песчаный; 4 - суглинок алевритистый; 5 - суглинок; 6 - сапропель; 7 - торф; 8 - почва; 9 - ожелезнение; 10 - оглеение, 11 - карбонатные конкреции; 12 - раковины моллюсков; 13 - положение радиоуглеродных дат: 1 - 4720 ± 50 (СОАН-837), 2 - 8700 ± 52 (СОАН-838), 3 - 9200 ± 100 (СОАН-839), 4 - 5200 ± 50 (СОАН-840)

2. Позднее почвообразовательные процессы охватили одновременно площадки первой и второй террас, которые на первой террасе впоследствии сменились торфонакоплением. На склоне в это время проявлялись процессы солифлюкции.

3. Следующий этап характеризуется прекращением осадконакопления и повсеместным активным почвообразованием.

4. Заключительный этап характерен развитием субэразального осадконакопления на первой террасе, в результате которого торфяник оказался перекрытым слоем супеси до 1,5 м толщиной.

В настоящее время повсеместно вновь возобновились процессы почвообразования.

Ископаемый торфяник на первой надпойменной террасе изучен также в районе Мамоново на Берди, выше пос. Маслянино. Слой торфа состоит из двух прослоев, выделенных по степени разложения растительных остатков. Верхний – бурый, плохо разложившийся, средней плотности, с включением древесных остатков, листьев осок, ивы, сильно ожелезнен, не вскипает. Ниже располагается плотный, темно-бурый, слоистый торф с хорошо разложившимися растительными остатками и полуразложившимися древесными, не вскипает. Мощность слоя 1,7 м. Две радиоуглеродные даты, полученные одна из кровли 4400±340 лет назад (СОАН-114), другая из основания 5930 ± 100 лет назад (СОАН-113) слоя хорошо разложившегося торфяника, показывают, что он накапливался в основном в атлантическое время.

Данные спорово-пыльцевого анализа, выполненные И.В. Николаевой и В.С. Волковой, позволили установить, что торфяник на ранних этапах начал формироваться в условиях березовой лесостепи во вторую половину влажного пребореального времени. Дальнейшее развитие происходило под березово-сосновой лесостепью во вторую половину атлантического периода, причем ландшафты были близки к современным. Радиоуглеродные датировки, полученные по торфянику, хорошо согласуются с палинологическими данными. В данном разрезе голоценовое осадконакопление и почвообразование протекало в течение следующих этапов.

1. Накопление речных осадков – позднеледниковье и ранний голоцен.

2. Почвообразование и торфонакопление, охватывающие в основном средний голоцен.

3. Возобновление осадконакопления (болотно-старичные, делювиально-пролювиальные, отчасти эоловые осадки) в позднем голоцене.

4. Формирование современной темно-серой лесной почвы (субатлантический период).

Голоценовые погребенные почвы встречаются также и на более древних поверхностях. Так, на наклонной террасовидной поверхности, спускающейся к первой террасе Берди в районе пос. Маслянино, в канаве под трубопроводом вскрыт разрез, в котором под темно-серой лесной почвой с глубины 1 м от поверхности встречена погребенная голоценовая почва. Она представлена гумусовым горизонтом

темно-серого цвета мощностью до 40 см и карбонатно-иллювиальным горизонтом, расположенным на 50 см ниже основания аккумулятивного горизонта погребенной почвы. Эта же погребенная почва описана И.А. Волковым в канавах под трубопроводом вверх по террасовидной поверхности, где она постепенно сливается с современной почвой. В.А. Панычевым [1975] в верхней части разреза первой террасы под слоем суглинка толщиной 0,5 м она прослежена на несколько сот метров, при этом отмечается переход черноземной почвы в лугово-черноземную с хорошо выраженным горизонтом карбонатных конкреций и в понижении — в торфяно-болотную (гумусированный суглинок разделяется на два 20-сантиметровых прослоя, подстилаемых сапропелем). Таким образом, здесь погребенная почва развита не только на первой террасе, но и на более древней поверхности, в которую эта терраса врезана.

Для гумусового горизонта погребенной почвы по фракции гуминовых кислот получена дата 4720 ± 50 (СОАН-837), возраст карбонатных конкреций этой почвы составил 8700 ± 52 (СОАН-838), нижний гумусированный прослой в понижении дал возраст 5200 ± 50 (СОАН-840), а залегающий в основании сапропель — 9200 ± 100 лет назад (СОАН-839) [Панычев, 1975].

В целом на основании изучения разреза с учетом данных радиуглеродного метода история развития процессов осадконакопления и почвообразования вырисовывается в следующем виде (рис. 18, Б).

1. Заключительный этап накопления речных отложений, образование сапропеля (пребореальный период) и начальный этап формирования почвы за пределами долины.

2. Развитие почвенного покрова на склоне, в долине и за ее пределами (до начала суббореального периода).

3. Накопление субаэральных осадков (делювиально-пролювиальный и, возможно, эоловый) на склоне и в долине.

4. Формирование почвенного покрова на субаэральных осадках в области склона и на дне долины, продолжение почвообразования за пределами долины.

Наличие погребенных голоценовых почв и торфяников в разрезах свидетельствует о сложности проявления процессов почвообразования и осадконакопления в течение голоцена, а также позволяет заключить, что голоцен был весьма сложной эпохой и современный почвенный покров в связи с этим следует рассматривать не просто как продукт современной природной среды, а как результат последней эпохи почвообразования, охватывающей весь голоцен и часть позднеледниковья.

Этот вывод хорошо подтверждается имеющимися в литературе данными о реликтовых чертах современного почвенного покрова Западной Сибири [Базилевич, 1965; Уфимцева, 1968; Добровольский, Афанасьева, Василенко, 1969; Ковда, 1973; Гаджиев, Кленов, 1976; Гаджиев, Савина, 1976; Гаджиев и др., 1977; Караваева, 1978 а, б].

Ископаемые почвы в Новосибирском Приобье часто встречаются в лёссах и лёссовидных отложениях, которые имеют здесь почти сплошное распространение. Лёссовые породы приурочены к древним

аккумулятивным формам рельефа, долинам рек, склонам, междуречным пространствам и залегают в виде покрова на всех элементах рельефа [Никитенко, 1961, 1963, 1968; Тофанюк, Шаров, 1968; Волков, 1971а, 1973; Волков, Архипов, 1978]. Мощность, состав, строение этих отложений неодинаковы для различных частей территории и зависят от их принадлежности к определенным элементам рельефа. На возвышенных водораздельных участках в районе Новосибирска мощность лёссовой толщи колеблется от 13 до 30 м [Никитенко, 1963], увеличиваясь к юго-западу (Восточная Кулунда) до 100 м и более [Волков, Архипов, 1978]. На Присалаирской предгорной равнине она не превышает 12-15 м [Никитенко, 1968].

Лёссовая толща имеет сложное строение и состоит из разновозрастных покровов, налегающих один на другой и разделенных ископаемыми почвами или поверхностями денудационного среза. Основные покровы лёссовых отложений и ископаемые почвы имеют широкое региональное распространение [Волков, 1971а; Волков, Зыкина, 1977а,б]. Наиболее широко представлены верхнечетвертичные лёссы и ископаемые почвы, сменяющие друг друга в следующей стратиграфической последовательности [Волков, Зыкина, 1977]: современная почва (Q_4), баганский лёсс ($Q_{3-4} \text{ bg}$), суминский педокомплекс ($Q_3^4 \text{ sm}$), ельцовский лёсс ($Q_3^4 \text{ el}$), искитимский педокомплекс ($Q_3^3 \text{ is}$), тулинский лёсс ($Q_3^2 \text{ tl}$), бердский педокомплекс ($Q_3^{1-2} \text{ br}$).

Бердский педокомплекс выделен в разрезе карьера Ложок И.А. Волковым [1971а], который наблюдал его в центральной части междуречья Шипунихи и Койнихи и охарактеризовал как хорошо развитый двоянный гумусовый горизонт, общая мощность которого достигала 2,5 м. По стратиграфическому положению педокомплекс был отнесен И.А. Волковым к казанцевскому межледниковью.

Он также отметил, что этот мощный гумусированный горизонт следует рассматривать не как обычную ископаемую почву, а как сложное образование, формировавшееся длительное время в неоднократно менявшейся климатической обстановке.

Представление о толще верхнечетвертичных отложений с горизонтами ископаемых почв, разделенных лёссовидными суглинками, дает строение разреза в карьере Ложок, впервые детально изученном И.А. Волковым [1971а]. Карьер расположен на правом берегу Оби, близ Искитима, в верхней части западного склона к долине р. Шипунихи, в 1,5 км западнее ст. Ложок, справа от шоссе Новосибирск-Барнаул. Сверху вниз выделяются следующие слои (рис. 19):

- Q_4 . 1. Чернозем выщелоченный, представленный горизонтами А, АВ, В₁, В₂, граница вскипания с 65 см.
- $Q_{3-4} \text{ bg}$. 2. Коричневато-серый с белесым оттенком лёссовидный суглинок, хорошо сортирован, уплотнен, встречается карбонатный псевдомицелий, в сухом состоянии вертикально трещиноватый, редкие ходы корней растений. Основание слоя резкое. Мощность 1,9 м.

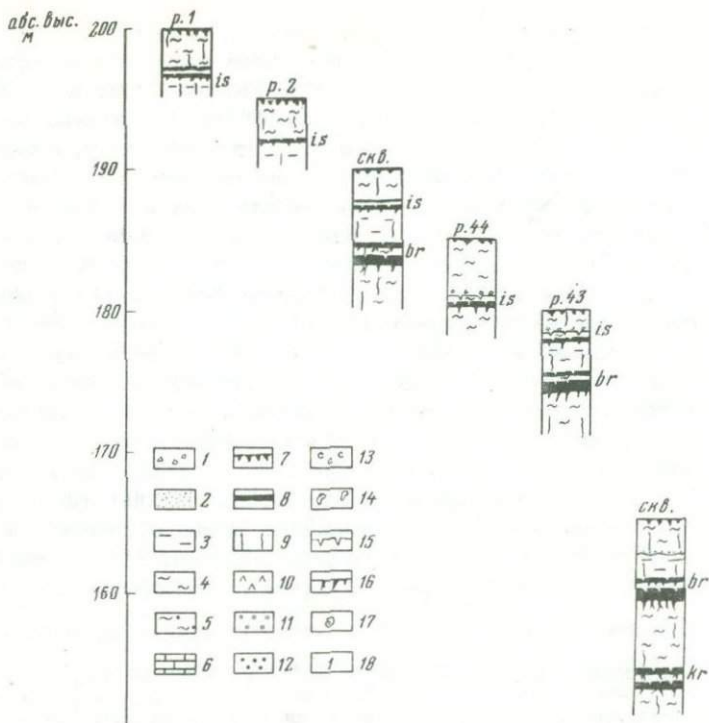


Рис. 19. Ископаемые почвы в разрезах на междуречье Шипуники и Койники, близ ст. Ложок (по материалам И.А. Волкова, В.С. Зыкиной)

Условные обозначения к рис. 13, 22, 28, 29: 1 – щебень; 2 – песок; 3 – алеврит; 4 – суглинок; 5 – суглинок опесчаненный; 6 – известняк; 7 – почва современная; 8 – почва ископаемая; 9 – вертикальная трещиноватость; 10 – ожелезнение, 11 – ожелезнение и оглеение; 12 – железисто-марганцовистые конкреции; 13 – карбонатный псевдомицелий; 14 – карбонатные конкреции; 15 – трещины усыхания; 16 – гумусовые затеки; 17 – раковины моллюсков; 18 – номер слоя

- Q_3^4 ел. 3. Желтовато-коричневатый лёссовидный суглинок, пористый, уплотнен, ходы корней растений, более карбонатный в верхней части. В основании слоя лежит прослой щебня толщиной до 1 см, выше располагаются узкие, до 1,5 см, линзочки и тонкие прослой глинистого песка совместно с кварцевым и очень мелкой галькой. Переход к нижележащему слою резкий. Мощность 1,1 м.
- Q_3^3 is. 4. Желтовато-серый лёссовидный суглинок, хорошо сортирован, пористый, встречается карбонатный псевдомицелий по ходам растений и порам. В верхней части суглинок разбит трещинами усыхания шириной от 1 до 10 см и глубиной до 12 см, которые заполнены материалом из слоя 3. Мощность слоя 0,15 м, переход заметный по цвету.

Нижняя искитимская ископаемая почва представлена гумусовым горизонтом (А), темно-серым с коричневым оттенком мощностью 0,40 м, иллювиальным (В) – желтовато-коричневого цвета. Мощность 0,55 м. Переход в нижележащий слой, являющийся материнской породой для нижней искитимской почвы, отчетливый. Мощность 0,95 м.

Q_3^2 t1. 5. Желтовато-серый с белесым оттенком лёссовидный суглинок, слабо пористый, уплотнен, вскипает, карбонаты в виде псевдомицелия и присыпки, редкие ходы корней растений, в нижней части слоя единичные железисто-марганцовистые пятнышки, основание слоя резкое. Мощность 1,5 м.

Q_3^{1-2} br. 6. Бердский педокомплекс, состоящий из двух ископаемых почв, разделенных прослоем лёссовидного суглинка. Мощность 2,5 м.

Q_2^{2-4} sz. 7. Желтовато-коричневый лёссовидный суглинок, уплотнен, пористый, встречается карбонатный псевдомицелий. Видимая мощность 2,5 м. В слое найден скелет цокора – *Myospalax myospalax* Laxm.

В карьере Ложок описано несколько расчисток. Морфологическое описание почв бердского педокомплекса приведено по двум характерным расчисткам сверху вниз.

В расчистке 1 на западной стенке карьера с глубины 5,5 м залегает бердский педокомплекс, перекрытый желтовато-серым с белесым оттенком лёссовидным суглинком. Он представлен двумя ископаемыми почвами, отделенными одна от другой прослоем лёссовидного суглинка мощностью 40–50 см (рис. 20).

Верхняя бердская почва имеет профиль общей мощностью 60–70 см, дифференцированный на горизонты А, В, С.

А – 550–575 см. Темно-серый с коричневым оттенком, суглинистый, неясно-комковатый, в верхней части более светлый, чем в нижней, уплотнен, много ходов корней растений, встречаются ходы червей диаметром от 0,5 до 1 см, угольки от 0,5 см и мельче. Карбонаты в виде псевдомицелия. Верхняя граница горизонта разбита сетью трещин, шириной от 1 до 10 см и глубиной до 15 см. Очень узкие трещины уходят до глубины 80 см. Трещины заполнены вышележащим желтовато-серым суглинком. Переход в следующий горизонт заметен по цвету.

В – 575–600 см. Серовато-коричневый, суглинистый, уплотнен, карбонаты в виде псевдомицелия, встречаются ходы корней растений, редкие угольки до 0,5 см, ходы червей диаметром от 1 до 1,5 см, заполненные рыхлым материалом. В верхней части горизонт разбит гумусовыми языками-затеками, которые имеют ширину у основания от 2 до 5 см и глубину до 15 см. Более мелкие затеки, отходящие от основных, напоминают “космы” и проникают до глубины 80 см. В горизонте встречаются ходы землероев диаметром 8–12 см. Переход в следующий горизонт постепенный.

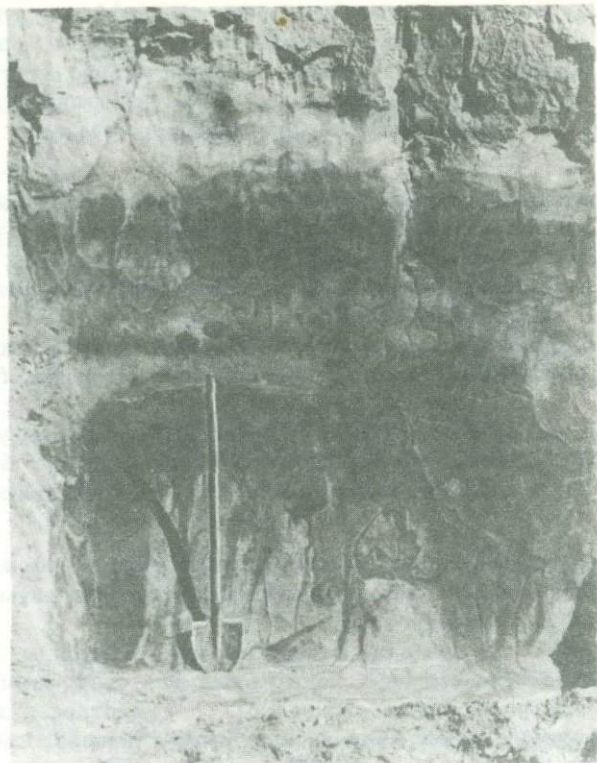


Рис. 20. Бердский педокомплекс в стратотипическом разрезе, в карьере близ ст. Ложок (по И.А.Волкову, 1971а)

С — с 600 см. Желтовато-серый, суглинистый, менее плотный, чем В, вскипает. Карбонаты представлены псевдомицелием, отмечаются редкие кротовины размером около 10 см.

Нижняя бердская почва в отличие от верхней имеет мощный, зрелый генетический профиль, подразделяющийся на горизонты А, В₁, В₂.

А — 605–660 см. Светло-серый сверху, темно-серый в нижней части и по мощным гумусированным затекам, суглинистый, много ходов корней растений; встречаются редкие угольки до 0,5 см и ходы червей диаметром от 0,5 до 1,5 см, которые заполнены рыхлым материалом, вскипает, хотя видимых выделений карбонатов нет, встречаются норы землероев размером до 10 см, заполненные суглинком из горизонта В и С верхней почвы. Верхняя граница горизонта неясная, нижняя — в виде языков-затеков, имеющих в основании ширину от 10 до 40 см и уходящих до глубины 1,5 м. От крупных затеков отходят более мелкие, шириной до 0,5 см.

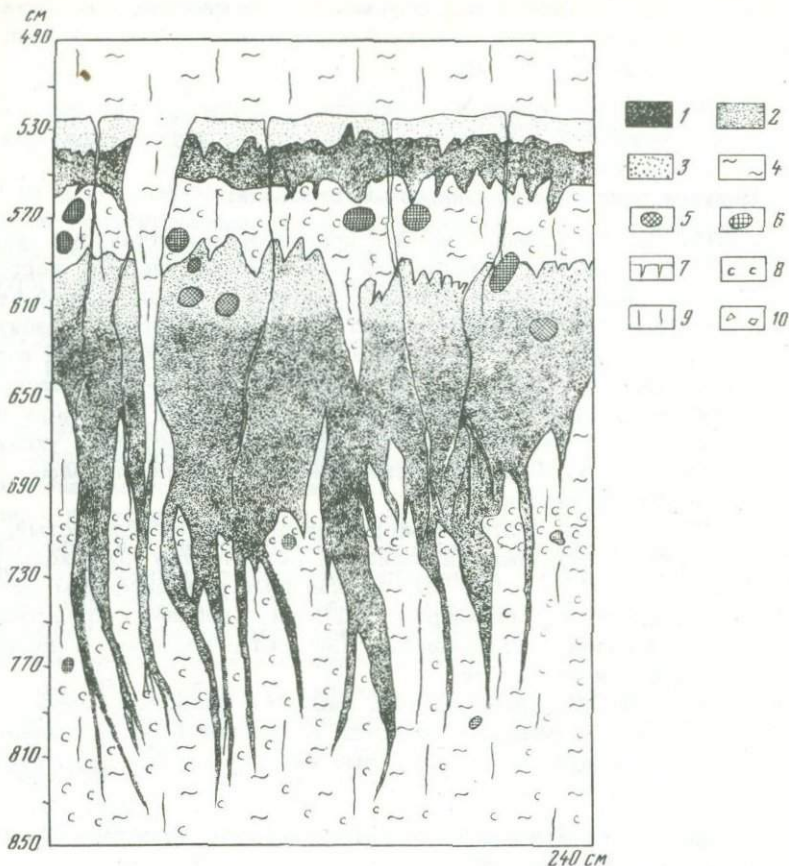


Рис. 21. Бердский педокомплекс в юго-западной части карьера близ ст. Ложок, расчистка 2

Условные обозначения к рис. 21 и 27: 1 - суглинок сильно гумусированный; 2 - суглинок среднегумусированный; 3 - суглинок слабо гумусированный; 4 - суглинок лёссовидный; 5 - норы землероев, заполненные лёссовидным суглинком; 6 - норы землероев, заполненные гумусированным суглинком; 7 - трещины усыхания; 8 - псевдомицелий и пятна белоглазки; 9 - вертикальная трещиноватость; 10 - щебень

B_1 - 660-725 см. Серовато-коричневый, тяжелосуглинистый, плотнее чем вышележащий, меньше ходов корней растений, очень редкий мелкий щебень, вскипает. Карбонаты представлены псевдомицелием и редкими пятнами белоглазки по стенкам мощных гумусовых языков. Весь горизонт пересекают мощные гумусовые языки-затеки, имеющие у основания ширину от 10 до 40 см и уходящие вниз до 1,5 м, и очень мелкие ответвления от основных.

B_2 - с 725 см. Серовато-коричневый, чуть светлее вышележащего B_1 , тяжелосуглинистый, карбонаты в виде псевдомицелия, разбит гумусовыми язычками.

Наиболее полно бердский педокомплекс вскрыт расчисткой 2 (рис. 21) в юго-западной части карьера. Он состоит из двух ископаемых почв, разделенных прослоем лёссовидного суглинка.

Верхняя почва имеет следующее строение:

- A - 535-555 см. Темно-серый с коричневатым оттенком, суглинистый, единично встречается очень мелкий щебень, карбонатный псевдомицелий и мелкие трубочки по ходам корней растений. Верхняя граница горизонта неровная, неясная, разбита сетью трещин от 2 до 5 см и глубиной, включая и их волосовидные окончания до 2 м. Профиль почвы пересекается морозобойным клином толщиной до 25 см. Стенки его очень неровные, внутри материал располагается послойно. Клин уходит до глубины 2 м. Переход к нижележащему горизонту заметен по цвету и плотности.
- B - 555-575 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, плотнее, чем вышележащий горизонт, встречаются червеходы размером от 0,5 до 0,8 см, заполненные разрыхленным материалом, кротовины диаметром 5-10 см. Карбонаты представлены густой сетью псевдомицелия. Переход в горизонт C заметен по цвету и плотности.
- C - с 575 см. Желтовато-серый, тяжелосуглинистый, менее плотный, чем B, редко встречается карбонатный псевдомицелий, червеходы, редкие марганцовистые пятнышки, кротовины размером 5-10 см.

Профиль нижней бердской почвы представлен генетическими горизонтами: A, B_1 , B_2 , BC, C:

- A - 595-655 см. Темно-серый с коричневатым оттенком, более темный в нижней части, суглинистый, опесчанен, пронизан ходами корней растений, карбонатные новообразования не встречаются, но горизонт вскипает от соляной кислоты. Повсеместно отмечаются норы землероев, судя по заполнению относящиеся к верхней почве. Верхняя граница горизонта неясная, нижняя неровная, в виде гумусированных язычков-затеков, проникающих до 1,5-2 м. Переход заметен по цвету и плотности.
- B_1 - 655-715 см. Неоднородно окрашенный, желтовато-коричневый с гумусовыми язычками-затеками темно-серого цвета с коричневатым оттенком, суглинистый, плотный, неяснокомковатый. Карбонатно-иллювиальный горизонт отмечается на глубине 1 м от поверхности аккумулятивного горизонта и представлен густой сетью псевдомицелия и мелких карбонатных пятнышек.
- B_2 - 715-770 см. Серовато-желтый с коричневым оттенком, тяжело-суглинистый, плотный, структура неясная, карбонаты в виде редких пятнышек, встречаются марганцовистые примазки и редкие норы землероев.

BC - 770-800 см. Серовато-желтый, суглинистый, менее плотный, редкие журавчики по ходам корней растений, марганцовистые примазки.

C - с 800 см. Желтовато-серый, обилие карбонатных трубочек по ходам корней растений, встречаются марганцовистые примазки и редкие глеевые пятнышки.

Оба иллювиальных горизонта нижней бердской почвы пересекают мощные гумусированные затеки глубиной до 2,5 м, в которых встречаются очень мелкие рыхлые железисто-марганцовистые конкреции. Внутри затеков, особенно в нижней части, много глиняного песка, за их пределами суглинок опесчанен неравномерно.

Нижняя бердская почва развита на лёссовидном сунлинке, в котором найдены кости грызунов в погадке хищной птицы [Волков, 1971а], а также полный скелет *Myospalax myospalax* Laxm. Состав остатков грызунов указывает на климат теплее современного.

Нижняя бердская почва сформировалась в условиях лесостепной зоны. Она имеет хорошо развитый профиль, дифференцированный на мощный гумусовый горизонт темного цвета, неплохо выраженные иллювиальный и карбонатно-иллювиальные горизонты, норы землероев. По строению профиля она напоминает "мощный" чернозем выщелоченный, чем и отличается от современных небольшой мощности черноземов выщелоченных данной территории. Эта почва развивалась длительное время в климатических условиях, близких к современным. Верхняя почва, имеющая хорошо выраженный темный гумусовый и иллювиальный горизонты, образовалась в степных условиях. На это также указывает наличие карбонатного псевдомицелия, мелких карбонатных трубочек по ходам корней растений и обилие нор землероев.

Каждая из почв бердского педокомплекса значительно преобразована в условиях влажного и холодного климата. На это указывают осветленная верхняя часть гумусового горизонта, гумусированные языки-затеки, имеющие значительные размеры в нижней почве, их своеобразная мезоструктура. Следовательно, после формирования нижней почвы было похолодание климата. Верхняя почва образовалась позже, во время нового потепления, которое вновь сменилось похолоданием.

На междуречье Шипунихи и Койнихи, в 100 м на запад от западной стенки карьера Ложок почвы данного педокомплекса вскрыты скважинами (см. рис. 19). В целом разрез буровой скважины повторяет разрез карьера, хотя гипсометрически скважина расположена несколько выше. Характерные морфологические признаки бердских почв, выделенные для каждой из них в карьере Ложок, хорошо отмечаются и по керну: маломощный профиль верхней бердской почвы с темным гумусовым горизонтом, карбонатные псевдомицелии и трубочки по ходам корней растений, мощный аккумулятивный горизонт нижней бердской почвы с глубоко проникающими языками-затеками, имеющими характерную мезоструктуру, скопление карбонатных пятнышек и псевдомицелия в горизонте В.

В карьере, расположенном в верхней выровненной части левого склона к долине Берди, в 1,5 км на юго-восток от карьера Ложок бердский педокомплекс представлен лишь одной ископаемой почвой, имеющей следующее строение:

- A - 50 см. Темно-серый с коричневым оттенком, суглинистый, материал плохо сортирован, в верхней части горизонт срезан основанием слоя лёсса, разбит трещинами усыхания шириной до 5 см и глубиной до 50 см, которые заполнены вышележащим суглинком. В горизонте встречается единично щебень, сверху мелкие глеевые пятнышки. Нижняя граница горизонта в виде мощных языков-затеков, внедряющихся на глубину до 1,5-2 м.
- B - 90 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, более плотный, с горизонтом скопления карбонатных пятнышек и псевдомицелия в нижней части его, встречаются норы землероев.
- C_к - 1 м. Серовато-желтый, суглинистый, карбонаты представлены псевдомицелием и рыхлыми трубочками по ходам корней растений, встречаются редкие норы землероев и редкие марганцовистые примазки.

По внешним морфологическим признакам, таким как мощные гумусовый горизонт и языки-затеки, наличие на глубине 1,1 м от поверхности почвы карбонатно-иллювиального горизонта, эту почву можно считать нижней бердской. Более близкое залегание ее к поверхности (с 420 см), чем в карьере Ложок, и отсутствие верхней бердской почвы объясняется тем, что вышележащие горизонты были уничтожены денудацией.

Почвы бердского педокомплекса изучены также на слаборасчлененной междуречной равнине с незначительными ложинообразными понижениями в верховьях долины Тулы. Они вскрыты скважинами и шурфом по нивелирному профилю, в 4 км от правого отвержка Тулы, на правом пологом склоне ложбины от вершины к основанию. Строение разреза покровных отложений на этом участке в основном сходно с разрезом карьера Ложок. Отличие состоит в том, что здесь место искитимского педокомплекса занимает поверхность денудационного среза. На построенном геологическом профиле (рис.22) ясно видно, что покров и почвы бердского педокомплекса залегают согласно древнему рельефу и выстилают как склон ложбины, так и ее дно. Эти данные хорошо согласуются с ранее высказанным мнением о покровном залегании лёссовых отложений и содержащихся в них ископаемых почв на древних элементах рельефа [Кригер, 1963, 1965; Тофанюк, 1967; Волков, 1971а]. В средней части склона скважиной № 39 вскрыт следующий разрез (сверху вниз):

- Q₄. 1. Чернозем выщелоченный представлен горизонтами A, AB, B, вскипание с 90 см. Мощность 0,90 м.
- Q₃⁴ e1. 2. Желтовато-коричневый лёссовидный суглинок, пористый, вскипает, карбонаты в виде псевдомицелия, ходы корней растений. В верхней части слоя встречаются норы землероев диаметром до 10 см. В нижней - мелкие пятнышки оглеения до

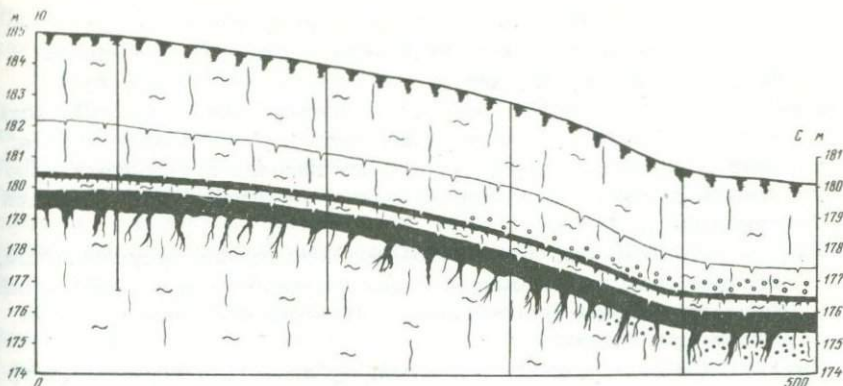


Рис. 22. Условия залегания покровных лёссовидных отложений на правом склоне ложбины в верховьях долины р. Тулы
Условные обозначения см. на рис. 19

0,7 см и редкие железисто-марганцовистые дробовины до 0,2 см. Основание слоя резкое, с трещинами усыхания. Мощность 2 м.

Q_3^2 тл. 3. Желтовато-серый легкий суглинок, слабо пористый, с оглеенными ходами корней растений, вскипает слабее, чем слой 2, карбонаты представлены псевдомицелием. В нижней части слоя обильное ожелезнение и оглеение в виде пятен размером от 0,3-0,7 см, встречаются железисто-марганцовистые дробовины до 0,2 см. Основание слоя резкое. Мощность 1,50 м.

Q_3^{1-2} бг. 4. Бердский педокомплекс, представленный двумя ископаемыми почвами. Верхняя бердская имеет гумусированный серовато-коричневый горизонт, который в нижней части значительно темнее. В профиле нижней бердской почвы можно выделить гумусовый горизонт с мощными языками-затеками и иллювиальный. Профили обеих почв в значительной степени ожелезнены и оглеены, встречаются железисто-марганцовистые конкреции. Общая мощность 2,40 м.

Q_2^{2-4} sz. 5. Светлый желтовато-коричневый суглинок, пористый, вскипает, карбонаты в виде псевдомицелия и редких пятен белоглазки. Видимая мощность слоя 1 м (скважина остановлена на глубине 8 м).

В верхней части склона бердский педокомплекс имеет следующее строение (изучение почв проведено по шурфу и скважине):

A (br_2) - 440-460 см. Темно-серый, суглинистый, с ходами корней растений, карбонатами в виде псевдомицелия, вскипает слабо, встречаются мелкие железистые и глеевые пятна размером до 0,6 см. Переход в нижележащий горизонт отмечается по плотности.

- B(br_2) – 460–490 см. Серовато-коричневый, тяжелосуглинистый, более плотный, вскипает, карбонаты в виде псевдомицелия. В нижней части горизонт имеет более светлую окраску.
- A(br_1) – 490–540 см, Темно-серый, суглинистый, пористый, ходы корней растений, вскипает. Карбонаты в виде псевдомицелия, мелкие пятнышки оглеения. Нижняя граница горизонта в виде языков-затёков темно-серого цвета, уходящих в нижележащий суглинок до 1,5 м.
- B(br_1) – 540–650 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, плотнее, чем вышележащий горизонт, карбонаты в виде псевдомицелия, мелких расплывчатых пятнышек белоглазки, разбит языками-затёками.
- C(br_1) – с 650 см. Серовато-желтый, суглинистый, пористый, встречается карбонатный псевдомицелий.

В средней части склона описание почв бердского педокомплекса проведено по скважине № 39, отобраны образцы из генетических горизонтов почв на все виды анализов.

Морфологическая характеристика верхней бердской почвы аналогична вышеприведенной. Отличие заключается в том, что в профиле почвы уже можно выделить горизонт С вследствие увеличения мощности разделяющего почвы лёссовидного суглинка. В горизонте С увеличивается количество карбонатного псевдомицелия и появляются железисто-марганцовистые дробовины размером 0,2 см. Существенных морфологических различий для нижней бердской почвы не отмечается, лишь несколько увеличивается количество пятнышек оглеения и ожелезнения в гумусовом горизонте.

В основании склона в профилях обеих почв, начиная с гумусового горизонта, появляются в обилии пятна оглеения и ожелезнения, железисто-марганцовистые дробовины размером до 0,4 см и с иллювиального горизонта верхней почвы суглинок становится влажным.

Ископаемые почвы бердского педокомплекса в рассматриваемом районе по морфологической характеристике близки к ранее охарактеризованным в других разрезах и, очевидно, формировались в аналогичных условиях, но отличаются от них наличием признаков гидроморфизма в профиле почв. Это выражается в увеличении пятен оглеения и ожелезнения, накоплении железисто-марганцовистых конкреций в почвах вниз по склону с максимумом концентрации их в почвах нижней части склона. Образование пятен и конкреций в профиле почв необходимо рассматривать как вторичный процесс, связанный с повышением уровня грунтовых вод после формирования почв и последующего погребения их. В целом конкреции характерны для обильно увлажняемых почв [Македонов, 1966; Розанов, 1975] с переменным окислительно-восстановительным режимом либо наличием в профиле участков с различными окислительно-восстановительными условиями.

Рассмотрев морфологическую характеристику бердских ископаемых почв по двум расчисткам в карьере Ложок, карьере, расположенном вблизи Ложка, скважинам и шурфу в Верх-Ирмени и на междуречье

Шипуники и Койники, можно вывести общий тип строения профиля для каждой из почв и их характерные особенности.

Нижняя бердская почва является наиболее мощной и физиономичной для всего педокомплекса. Ее профиль хорошо дифференцирован на гумусовый горизонт темно-серого цвета мощностью до 60 см, иллювиальную толщу с горизонтом скопления карбонатов, представленных псевдомицелием в средней ее части, и горизонт С. В двух последних горизонтах встречаются норы землероев, которые частично замаскированы пересекающими их гумусовыми языками-затеками.

Верхняя бердская почва имеет профиль мощностью до 70 см, дифференцированный на горизонты А, В, С. Гумусовый горизонт темно-серый с коричневатым оттенком, более светлый в верхней части, имеет мощность 25 см, нижняя граница его в виде языков-затеков. Иллювиальный – желтовато-коричневый, более плотный, постепенно переходит в горизонт С, представленный прослой лессовидного суглинка, ниже которого лежит гумусовый горизонт нижней бердской почвы. Этот прослой весьма характерен для всех разрезов, он всюду (или почти всюду) отделяет верхнюю почву от нижней. В профиле почвы встречаются карбонатный псевдомицелий и мелкие карбонатные трубочки по ходам корней растений, а также большое количество нор землероев.

В верхней части гумусовые горизонты обеих почв осветлены, разбиты трещинами, которые заполнены вышележащим суглинком. В нижней части этих горизонтов наблюдается сеть языков-затеков, особенно мощных и глубоко внедряющихся в нижележащие горизонты у нижней бердской почвы. Появление последних соответствует этапу вторичного преобразования почвы в условиях влажного и холодного климата.

Физико-химические свойства бердских ископаемых почв рассмотрены по двум расчисткам в карьере Ложок и по скважине № 39 в районе Верх-Ирмени.

По механическому составу нижняя бердская почва во всех изученных расчистках и скважинах относится к тяжелым иловато-крупнопылеватым суглинкам (табл. 1,2). Почвы содержат в своем составе лишь 4,4–6,6% песка, среди фракций физической глины доминирует крупная пыль. Содержание ее по профилю колеблется в пределах от 45 в горизонте А до 33,7% в горизонте С. Вероятно, высокое содержание данной фракции в профиле почв унаследовано от лессовидных суглинков, являющихся материнской породой. На преобладание крупной пыли в лессовых породах Новосибирского Приобья неоднократно указывали многие исследователи [Фениксова, 1961; Никитенко, 1963, 1968; Шаевич, 1975].

В распределении илистой фракции по профилю прослеживается определенная закономерность: постепенное увеличение содержания ила с максимумом в иллювиальном горизонте. Наблюдаемое распределение этой фракции по генетическим горизонтам связано, очевидно, с развитием элювиально-иллювиального процесса в почве (см. табл. 1,2).

Таблица 1

Механический состав бердских ископаемых почв (карьер Ложок, расчистка 1)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	Гигроскопическая влага, %	Потеря при обработке с HCl, %	Размер	
						1-0,25	
br ₂	A	550-575	555-565	3,22	4,1	0,0	
	B	575-600	585-595	3,35	3,9	0,0	
			605-615	2,97	9,3	0,0	
br ₁	A	605-660	625-635	3,36	13,1	0,0	
			645-655	3,72	8,5	0,0	
			665-675	4,21	5,4	0,0	
	B ₁	660-725	685-695	4,33	3,0	0,0	
			685-695зат	4,39	4,5	0,0	
			705-715	4,36	3,9	0,0	
	B ₂	с 725	735-745	4,37	3,5	0,0	

Таблица 2

Механический состав бердских ископаемых почв (Верх-Ирмень, скв. №39)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	Гигроскопическая влага, %	Потеря при обработке с HCl, %	Размер	
						1-0,25	
br ₂	A	455-480	460-470	3,93	4,1	0,0	
			470-480	3,90	3,2	0,0	
	B	480-500	490-500	3,84	3,5	0,0	
br ₁	A	505-555	510-520	3,69	6,5	0,0	
			520-530	4,00	4,8	0,0	
	B	555-650	540-550	4,24	5,0	0,0	
			560-570	4,51	3,4	0,0	
			600-610	4,39	2,4	0,0	
C	с 650	660-670	3,60	5,4	0,0		

Данные валового состава илстой фракции нижней бердской почвы указывают на некоторые перераспределения окиси кремния, алюминия и железа по профилю почвы, что хорошо согласуется с распределением илстой фракции по горизонтам (табл. 3). Наблюдается незначительное (до 57%) накопление окиси кремния в верхней части иллювиального горизонта и увеличение количества полуторных окислов в средней его части. В соответствии с этим происходит уменьшение молекулярных отношений $SiO_2 : Fe_2O_3$ и $SiO_2 : Al_2O_3$. Это указывает на слабое развитие элювиального процесса и иллювирирование окислов в горизонт B. Содержание щелочноземельных и щелочных

фракции, мм; содержание, %

0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
5,3	39,3	10,6	8,5	36,3	55,4
7,4	40,0	10,6	11,9	30,1	52,6
8,1	45,1	9,1	9,7	28,0	46,8
7,3	41,8	7,4	10,7	32,8	50,9
7,0	38,9	7,6	11,1	35,4	54,1
9,8	37,3	6,4	9,9	36,6	52,9
7,4	37,7	6,6	8,7	39,6	54,9
6,9	37,1	6,1	9,2	40,7	56,0
6,0	38,2	6,4	8,5	40,9	55,8
6,6	36,1	8,1	8,8	40,4	57,3

фракции, мм; содержание, %

0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
6,3	41,0	8,6	10,0	34,1	52,7
6,2	40,9	8,1	11,6	31,2	50,9
6,7	40,9	18,0	6,8	27,6	52,4
6,3	45,0	7,9	9,3	31,5	48,7
7,4	41,9	7,5	11,2	32,0	50,7
11,2	40,7	4,4	8,7	35,0	48,1
21,8	28,1	6,2	6,3	37,6	50,1
10,0	38,9	7,7	6,5	36,9	51,1
4,4	33,7	19,5	7,7	34,7	61,9

элементов слабо варьирует по профилю, за исключением накопления окиси кальция в карбонатно-иллювиальном и гумусовом горизонтах почвы. Появление кальция в аккумулятивном горизонте связано, по-видимому, с поступлением карбонатов из профиля верхней бердской почвы.

Данные валового анализа почвы дают менее яркую картину в распределении основных элементов по профилю (табл. 4-6), однако можно отметить некоторое увеличение окиси кремния в верхней части иллювиального горизонта (табл. 5,6), а окиси алюминия и железа - в средней части его (табл. 4,6), а также накопления окиси каль-

Таблица 3

Валовой состав илстой фракции почв бердского педокомплекса (карьер Ложок, расчистка 1)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	В % к безводной и бескарбонатной почве		
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
br ₂	A	550-575	555-565	53,00	24,25	11,85
	B	575-600	585-595	56,50	22,00	11,90
			605-615	53,00	25,00	12,60
	A	605-660	625-635	53,50	24,00	11,65
645-655			50,00	28,00	12,30	
br ₁	B ₁	660-725	665-675	57,10	24,50	11,65
			685-695*	52,00	26,00	12,00
			685-695	50,50	28,00	12,55
	B ₂	с 725	705-715	52,00	26,60	12,10
			725-735*	56,00	23,10	12,00

* Затеки из гумусового горизонта.

Таблица 4

Валовой состав бердских ископаемых почв (Ложок, расчистка 1)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	H ₂ O, %	П.п.п., %	В %	
						SiO ₂	
br ₂	A	550-575	555-565	6,19	5,55	65,42	
			575-600	585-595	6,75	4,38	65,62
	A	605-660	605-615	6,38	6,22	64,19	
			625-635	7,45	6,10	64,44	
br ₁	B ₁	660-725	645-655	7,11	6,54	64,19	
			665-675	7,15	5,72	66,35	
			685-695з*	6,63	5,81	62,12	
	B ₂	725-735	685-695	8,54	6,85	63,23	
			705-715	7,19	3,47	63,04	
			725-735з*	8,12	6,12	65,71	

* Затеки из гумусового горизонта.

В % к безводной и бескарбонатной почве					Молекулярные отношения		
R_2O_3	MgO	CaO	TiO_2	MnO	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
36,10	3,45	0,50	0,82	0,12	2,84	3,14	12,57
33,90	3,65	0,35	0,78	0,12	3,24	4,27	13,42
37,60	3,62	0,62	0,80	0,12	2,67	3,52	11,00
35,65	3,60	1,80	0,88	0,11	2,87	3,71	12,71
40,30	3,30	1,00	0,93	0,10	2,44	2,96	10,37
34,15	3,57	0,62	0,83	0,12	2,96	4,10	13,57
39,00	2,95	0,42	0,88	0,08	2,64	3,22	11,60
40,55	3,10	0,50	0,94	0,11	2,40	3,00	10,76
38,70	3,25	1,62	0,91	0,11	2,64	3,35	12,43
35,10	3,00	0,30	0,70	0,09	3,10	4,11	12,40

к безводной и бескарбонатной почве						Молекулярные отношения
Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	CaO	K_2O	MnO	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
15,62	6,48	22,10	3,42	2,51	0,098	5,74
17,15	7,10	24,25	1,92	2,40	0,099	6,14
13,08	6,72	19,8	7,11	2,19	0,104	6,29
16,46	6,75	23,21	4,19	2,30	0,093	5,35
17,02	6,54	23,56	2,71	2,34	0,099	5,10
16,17	6,14	22,31	1,75	2,34	0,098	4,83
17,81	7,69	25,5	1,74	2,31	0,104	4,66
17,58	7,64	25,22	1,99	2,28	0,091	4,77
17,73	6,93	24,66	6,43	2,30	0,082	5,00
17,59	5,75	23,44	1,52	2,31	0,098	4,85

Таблица 5

Валовой состав бердских ископаемых почв (Ложок, расчистка 2)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	H ₂ O, %	П.п.п., %	В % к безводной и бескарбонатной почве	
						SiO ₂	Al ₂ O ₃
br ₂	A	535-555	540-550	2,45	4,87	64,9	15,66
	B	555-575	560-570	1,95	3,90	66,7	15,70
	C	575-595	580-590	1,55	3,23	59,2	16,53
	A	595-655	620-630	1,95	5,14	66,0	14,02
br ₁	B ₁	655-715	660-670	3,1	3,38	68,4	14,43
			700-710	2,35	5,08	65,5	14,90
	B ₂	715-770	720-730	2,5	4,35	65,7	13,43
			760-770	2,15	6,70	61,5	15,75
			780-790	2,85	6,38	65,5	14,57
			800-810	5,90	5,22	65,1	14,95
C	с 800	820-830	2,25	5,95	65,4	14,35	

Таблица 6

Валовой состав бердских ископаемых почв (Верх-Ирмень, скв. № 39)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	CaCO ₃ , %	В % к безводной и бескарбонатной почве		
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
br ₂	A	455-480	460-470	0,25	68,30	18,43	6,91
			470-480	0,25	67,32	17,61	6,01
	B	480-500	490-500	0,30	63,15	18,62	6,84
br ₁	A	505-555	510-520	0,68	65,54	18,03	5,99
			520-530	0,32	63,24	15,73	7,17
			540-550	0,52	63,14	15,24	7,16
	B	с 555	560-570	0,32	67,64	15,71	5,42
			600-610	0,43	64,24	17,84	6,07
			630-640	5,48	62,26	16,42	5,62

ция в гумусовом и карбонатно-иллювиальном горизонтах почвы. Величина молекулярных отношений по профилю практически не изменяется.

Механический состав верхней бердской почвы довольно однороден по генетическим горизонтам почвы и представлен тяжелым иловато-крупнопылеватым суглинком. Как и для нижней бердской почвы, здесь отмечается незначительное содержание песка, в среднем 7,0% и повышенное содержание фракции крупной пыли (см. табл. 1,2).

Незначительная изменчивость валового состава и слабое перераспределение илистой фракции по горизонтам почвы свидетельствуют о почти полном отсутствии элювиального процесса. Содержание полуторных окислов изменяется слабо по профилю и доля окиси алюминия составляет 15-18%, а окиси железа 5-6% (табл. 4-6).

В % к безводной и бескарбонатной почве						Молекулярные отношения		
Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
5,26	20,92	2,00	3,81	2,56	1,88	6,00	7,20	32,72
5,04	20,74	1,36	2,33	2,48	1,86	6,16	7,40	37,00
5,14	21,67	1,86	12,4	1,94	1,81	5,21	6,19	33,00
4,67	18,69	1,87	5,22	2,13	1,71	6,47	7,86	37,93
5,43	18,87	1,63	2,10	2,13	1,55	6,55	8,14	38,00
4,96	19,86	1,87	2,41	2,28	1,60	6,06	7,27	36,33
4,57	18,00	1,91	6,32	2,11	1,53	6,81	8,38	36,33
4,92	20,67	1,91	6,34	1,92	1,74	5,72	6,86	34,33
4,56	16,13	1,81	3,49	2,23	1,50	6,41	7,78	36,33
4,56	19,51	1,92	3,48	2,08	1,58	6,06	7,35	36,00
4,84	19,18	1,8	3,69	2,23	1,56	6,41	7,78	36,33

В % к безводной и бескарбонатной почве				Молекулярные отношения		
R ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MnO	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
25,34	2,32	2,45	0,098	5,18	6,33	28,50
23,62	6,37	2,31	0,092	5,33	6,59	28,00
25,46	1,68	2,46	0,096	4,93	5,83	26,25
24,02	1,06	2,15	0,098	4,95	6,41	27,25
22,90	5,36	2,15	0,090	5,39	7,00	23,30
22,40	4,62	2,18	0,118	5,52	7,07	23,30
21,13	2,28	2,30	0,098	5,78	7,53	33,23
23,91	2,38	2,19	0,085	5,02	6,11	28,16
22,04	9,96	2,24	0,085	5,10	6,50	29,71

В илстой фракции доля этих окислов значительно увеличивается (см. табл. 3). Молекулярные отношения $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ практически постоянны. Для валового кальция характерен максимум в горизонте С, что связано с карбонатностью самой почвообразующей породы и процессами почвообразования.

Химический анализ водной вытяжки бердских ископаемых почв показывает отсутствие засоления (рис. 23,А) и позволяет отнести их к пресным почвам. Сухой остаток водных вытяжек состоит преимущественно из бикарбонатов кальция и магния. Реакция среды для обеих ископаемых почв меняется незначительно от 7,7 до 8,2 и не отражает ее первоначального состояния, что связано с вторичным окислением и наложением почвообразовательных процессов верхней почвы на нижнюю.

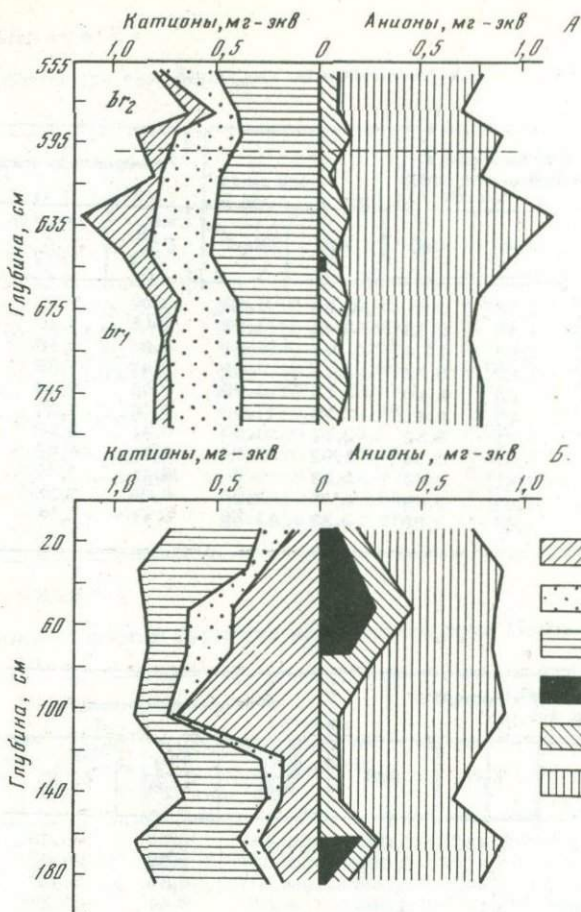


Рис. 23. Солевой профиль почв бердского педокомплекса в разрезе близ ст. Ложок (А) и современного чернозема выщелоченного и суминской почвы в карьере кирпичного завода пос. Суминское (Б)
 1 - K^+Na^+ ; 2 - Mg^{2+} ; 3 - Ca^{2+} ; 4 - SO_4^{2-} ; 5 - Cl^- ; 6 - HCO_3^-

По механическому составу, распределению химических элементов по профилям бердских ископаемых почв, величине молекулярных отношений основных окислов можно констатировать некоторые различия в проявлении основного почвообразовательного процесса этих почв и, следовательно, несколько отличные условия их формирования.

Так, для нижней ископаемой бердской почвы характерно незначительное развитие элювиально-иллювиального процесса при полном отсутствии последнего в верхней почве, что хорошо согласуется с результатами морфологических исследований, свидетельствующих о формировании нижней почвы, вероятно, в условиях лесостепи, а верхней - степи.

Нижняя бердская почва имеет следующую микроморфологическую характеристику. Гумусовый горизонт неоднородно-окрашенный, ко-

ричевый в верхней части, до буровато-коричневого внизу. Минеральный скелет представлен зернами кварца, плагиоклаза, микроклина, роговой обманки и кальцита угловатой, округлой и удлиненной формы размером от 0,02 до 0,12 мм. Зерна распределены в основе равномерно. Гумусово-глинистая плазма содержит незначительное количество буровато-черных гумонов, оптическая ориентировка глинистых минералов крапчатая. Органическое вещество в виде коричневатого-бурого сгустков, связанное с глиной, неравномерно распределено, отмечаются участки светлоокрашенные и с включением гумонов черного цвета. Встречаются обугленные растительные остатки и черного цвета глинисто-гумусовая кайма по стенкам пор и межагрегатным трещинам. Горизонт имеет в основном губчатое строение (рис. 24,А - см. вкл.), преобладает система межагрегатных пор и внутриагрегатная. Поры извилистые, неправильной конфигурации, образующие разветвленную сеть, округлые и вытянутые - биогенного происхождения. Почвенная масса состоит в основном из агрегатов первого порядка, иногда встречаются агрегаты второго и третьего порядков размером от 0,03 до 0,56 мм. Агрегаты состоят из гумусово-глинисто-железистых сгустков и минеральных зерен. Новообразования представлены округлыми конкрециями коричневатого-бурого цвета, в которых ожелезненное глинистое вещество имеет концентрическое строение с максимумом уплотнения в средней части конкреций, по краю стяжений и без концентрического строения - равномерно покрашенные железо-гумусовые конкреции. Размеры конкреций колеблются от 0,04 до 1,12 мм. В верхней части горизонта встречается включенный в плазму и сконцентрированный вокруг пор мелкокристаллический кальцит.

Иллювиальный горизонт В₁ светло-коричневого цвета, довольно плотного сложения (см. рис. 24,В). Агрегаты в основном первого порядка, остроугольной формы, реже округлой, больших чем в горизонте А размеров. Преобладают крупные каналовидные поры и узкие извилистые межагрегатные. Агрегаты состоят из гумусово-глинисто-железистых сгустков, включающих минеральные зерна. Гумусово-глинистая плазма содержит меньше черных гумонов. Оптическая ориентировка глинистых минералов параллельно-волокнистая. Встречаются приуроченные к порам сложные натеки польнита (см. рис. 24,В). В нижней части горизонта резко увеличивается количество кристаллического кальцита, встречающегося в плазме в рассеянном состоянии и приуроченного к порам, а также отмечаются отдельные обломки кальцита.

Залегающий ниже горизонт В₂ по микростроению сходен с В₁, но отличается менее плотным сложением, увеличением количества оолитоподобных агрегатов, снижением оптической ориентированности глин, присутствием мелкокристаллического кальцита вокруг пор (рис. 25,А) и в плазме. Для всей иллювиальной толщи характерно наличие железисто-глинистых ортштейнов концентрического строения размером от 0,05-0,25 мм (см. рис. 25,Б,В).

Почвообразующая порода имеет более светлую окраску, чем иллювиальный горизонт, рыхлое микросложение. Почвенная масса сос-

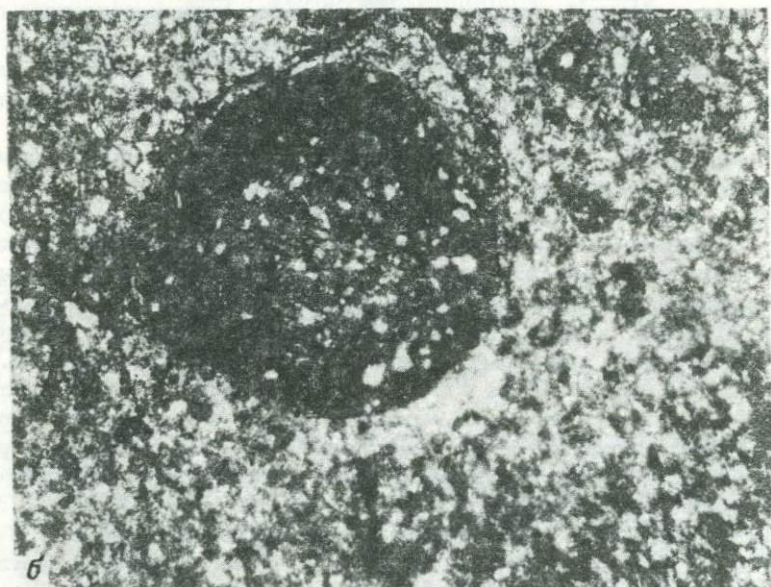
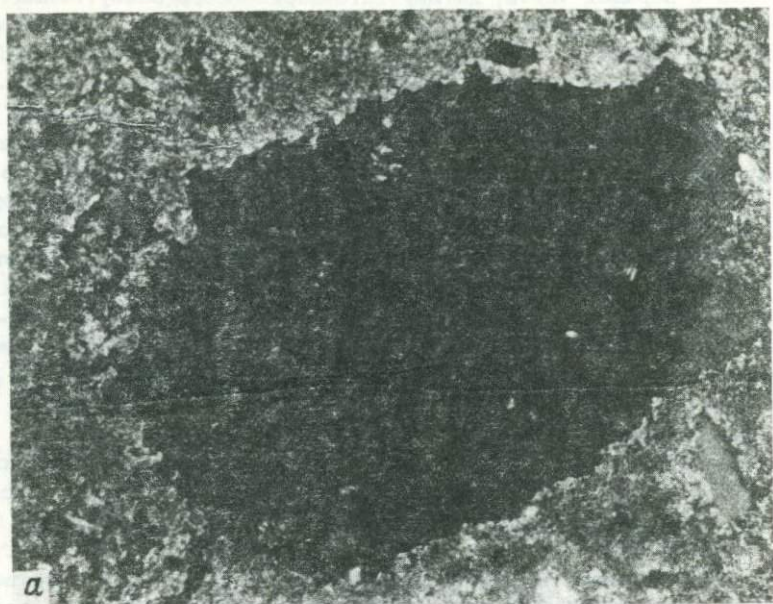


Рис. 25. Микростроение нижней бердской почвы в разрезе карьера близ ст. Ложок

a - иллювиальный горизонт B_2 - микрокристаллический кальцит вокруг поры (ник.+, $\times 125$); *б* - иллювиальный горизонт (ортштейн) ($\times 60$); *в* - ортштейн в гумусовом затеке ($\times 60$); *г* - горизонт С (ооид) ($\times 60$)

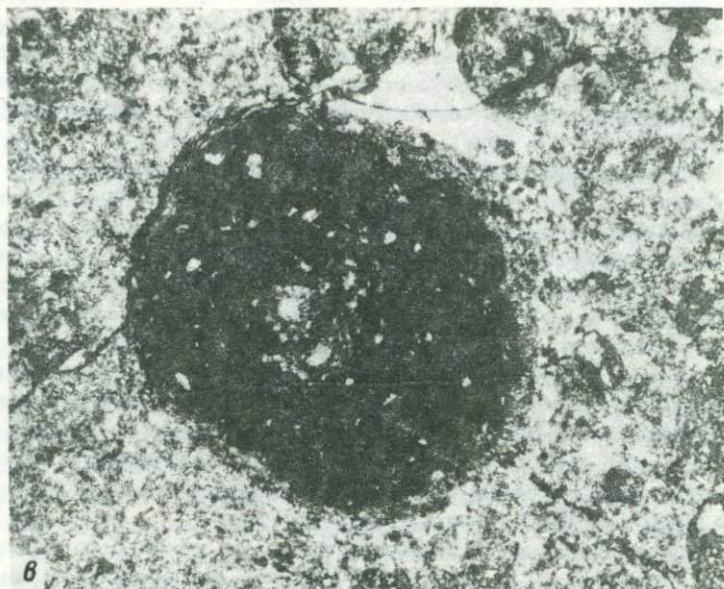


Рис. 25 (окончание)

тоит большей частью из ооидов (см. рис. 25,Г), отделенных системой разветвляющихся пор, встречаются и более крупные поры. Минеральный скелет представлен зернами кварца, плагиоклаза, роговой обманки и кальцита, более крупных размеров, чем в вышележащих горизонтах. Формы карбонатов аналогичны вышеохарактеризованным.

Рассмотрев микроморфологическую характеристику нижней бердской почвы, можно выделить основные черты ее микростроения.

1. Хорошая агрегированность почвенной массы, высокая порозность, губчатое строение гумусового горизонта, наличие незначительного количества растительных остатков как полуразложившихся, так и обугленных, гумуса типа мулль сближают ее с черноземами.

2. Довольно плотное сложение горизонта B_1 , укрупнение агрегатов остроугольной формы в нем, наличие оптически ориентированных глинистых минералов, а также редких натеков польнита, обилие железисто-глинистых микроконкреций плотных и концентрического строения свидетельствуют о некоторой подвижности тонкодисперсной массы и железа с последующей коагуляцией последнего в карбонатной части профиля.

Сходные микроморфологические признаки в качестве диагностических выделены Л.К. Целищевой [1966] для черноземов выщелоченных Стрелецкой степи и И.И. Лебедевой и др. [1978] для этого же подтипа черноземов Приволжской лесостепи.

Возможно, что в формировании профиля нижней бердской почвы приняли участие процессы, близкие к протекающим в черноземах выщелоченных, что по некоторым признакам микростроения почти подтверждается, но полной аналогии провести невозможно, потому что ископаемая почва утратила часть первоначальных признаков и приобрела новые в результате диагенеза. К последним можно отнести появление мелкозернистого кальцита в гумусовом горизонте и горизонте B_1 , а также обилие железисто-глинистых стяжений.

По поводу образования железисто-глинистых стяжений и микроортштейнов существует несколько точек зрения. Ж.Н. Матвишина [1977] объясняет их появление высвобождением и последующей сегрегацией окислов железа из раствора. Е.В. Рубилин и др. [1964] образование микроортштейнов связывают с временным переувлажнением верхнего горизонта, когда железо выделяется в закисной форме, и последующим выпадением его из раствора в окислительных условиях.

Микроортштейны с кольцевой ориентировкой глинистого вещества могут формироваться, как отмечают Е.И. Парфенова и Е.А. Ярилова [1977], Т.Д. Морозова и М.А. Фаустова [1965], под действием процессов криогенеза.

Так как в исследуемых ископаемых почвах присутствуют все виды конкреций, то образование их следует рассматривать различными путями. Плотные глинисто-железистые стяжения и микроортштейны образовались, возможно, при коагуляции подвижного железа из верхних горизонтов почвы, так как наличие в профиле карбонатов способствует коагуляции дисперсного глинистого вещества [Парфенова, Ярилова, 1958].

Возникновение микроортштейнов концентрического строения следует связывать скорее всего со стадией последующего преобразования почвы под действием криогенеза. Это хорошо согласуется с тем, что в гумусовых языках-затеках, образующихся в условиях криогенеза, количество микроортштейнов такого строения резко возрастает.

Гумусовый горизонт верхней бердской почвы коричневатого-бурого цвета, однородноокрашенный, рыхлый, агрегированный, состоит из агрегатов первого и второго порядка (рис. 26, А - см. вкл.). Агрегаты первого порядка представляют собой округлой формы комочки глинисто-органического состава размером 0,04-0,14 мм, которые в сочетании образуют агрегаты второго порядка, неправильной формы с закругленными краями размером 0,21-0,60 мм. Агрегаты разделены системой разветвляющихся межагрегатных пор. Встречаются поры биогенного происхождения округлой и каналовидной формы размером 0,08-0,60 мм. Органическое вещество находится в скоагулированном состоянии и образует агрегаты первого порядка. В средней части сгустки окрашены темнее, чем по краям, и между собой соединены органическим веществом, находившимся в диффузном состоянии. В горизонте встречаются обугленные растительные остатки. Мелкозернистый кальций образует обособления в плазме и ореолы вокруг пор. Новообразования представлены нодулями темно-бурого и светло-коричневого цвета размером 0,08-0,32 мм. В гумусово-глинисто-железистой массе агрегатов равномерно распределены зерна скелета. Минеральный скелет представлен зернами кварца, плагиоклаза, роговой обманки, биотита, остроугольной, удлиненной и округлой формы размером 0,01-0,08 мм.

Иллювиальный горизонт желтовато-бурой окраски, плотнее вышележащего, агрегаты несколько более крупных размеров, округлой формы, отделены друг от друга системой пор-трещин, состоят из гумусово-глинисто-железистой плазмы с черными мелкими гумонами (см. рис. 26, В). Зерна минерального скелета несколько больших размеров, равномерно включены в плазму. Глинистые минералы ориентированы слабо, но по краям округлых агрегатов их двупреломление возрастает. В горизонте преобладают округлые поры биогенного происхождения размером 0,05-0,32 мм. Мелкозернистый кальцит встречается в скоплениях в почвенной массе, оконтуривает поры, а также попадает в виде отдельных зерен. Горизонт содержит большее количество округлых конкреций коричневатого-бурого цвета размером до 0,16 мм, в которых ожелезненное глинистое вещество имеет концентрическую ориентацию.

Горизонт С более светлого цвета, чем иллювиальный, хорошо агрегирован, пористый (см. рис. 26, В). Агрегаты крупные, округлой формы, глинистое вещество в них слабо ориентировано, и лишь по краям округлых агрегатов возрастает его двупреломление. Встречаются углистые частички. Минеральный скелет состоит из зерен кварца, роговой обманки, кальцита, биотита остроугольной, округлой и вытянутой формы, размером 0,02-0,08 мм. Карбонаты представлены теми же формами, что и в горизонте В. Округлых конкреций значительно меньше, чем в иллювиальном горизонте.

Таблица 7

Состав гумуса почв бердского комплекса по методу И.В. Тюрина в модификации В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой, % к общему органическому углероду почвы

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	Общий углерод, % к почве	Гуминовые	
					II*	III
br ₂	A	550-575	555-565	0,90	35,4	8,7
	B	575-600	585-595	0,30	24,7	0,0
br ₁	A	605-660	605-615	0,40	39,4	0,0
			625-635	0,49	35,3	0,0
			645-655	0,49	38,9	0,0
	затек B	660-725	675-685	0,28	28,6	0,0
			685-695	0,47	27,4	7,0
		705-715	0,47	22,1	7,2	

* Фракция I гуминовых кислот в составе гумуса отсутствует.

Итак, основные микроморфологические признаки верхней бердской почвы – хорошая агрегированность, пористость горизонтов, отсутствие натечных форм глин и слабая ориентация глинистого вещества, нахождение органического вещества в скоагулированном состоянии, выбросы червей в порах указывают на формирование почвы в степных условиях по типу черноземов.

Гумусовый горизонт обеих бердских почв сходен по окраске с аккумулятивным горизонтом современных почв данной территории, но содержит в 5-10 раз меньше органического вещества. Так, в современных темно-серой лесной почве и черноземе выщелоченном, которые вскрыты в исследованных спорных разрезах карьеров Ложок и Мраморный, содержание органического углерода колеблется от 4 до 6% в горизонте А, сокращается в 2 раза в АВ и падает до 0,6-0,9 в иллювиальном. В бердских ископаемых почвах (разрез ложок, расчистка) количество органического углерода не превышает 0,8-0,9% (табл. 7). Подобное несоответствие окраски гумусовых горизонтов содержанию в них органического вещества отмечали ранее И.В. Тюрин и Е.И. Тюрина [1940], О.А. Чичагова [1961], Т.Д. Морозова и О.А. Чичагова [1968], Н.И. Глушанкова [1971а,б] и другие исследователи.

В верхней бердской почве содержание органического углерода составляет в горизонте А 0,9% от веса почвы и в 3 раза сокращается в иллювиальном (см. табл. 7).

Нижняя почва имеет своеобразный гумусовый профиль: мощный (до 60 см) горизонт А вклинивается языками-затекками в нижележащий иллювиальный горизонт, причем содержание органического вещества мало колеблется в пределах гумусовой толщи, включая и языки-затекки (от 0,40 до 0,49% углерода от веса почвы), и лишь в

кислоты		Фульвокислоты			Сумма	Раст- воримые вещест- ва	Негид- роли- зуемый остаток	$\frac{C_{ГК}}{C_{ФК}}$
Сумма	Ia	I+II	III					
44,1	7,4	15,9	4,9	28,2	72,3	27,7	1,56	
24,7	15,7	8,3	12,0	36,0	60,7	39,3	0,68	
39,4	18,5	9,8	4,3	32,6	72,0	28,0	1,21	
35,3	17,9	6,7	6,7	31,3	66,6	33,4	1,13	
38,9	9,4	9,1	8,5	27,0	65,9	34,1	1,44	
28,6	9,3	12,5	7,9	29,7	58,3	41,7	0,96	
34,4	8,3	14,7	4,7	27,7	62,1	37,9	1,24	
29,3	7,0	16,4	4,5	27,9	57,2	42,8	1,05	

горизонте В (вне гумусовых языков) количество его составляет 0,28%.

Как отмечалось выше, наиболее устойчивым критерием или диагностическим признаком состава гумуса как современных, так и ископаемых почв является отношение содержания в составе гумуса гуминовых кислот к фульвокислотам ($C_{ГК}:C_{ФК}$). Соотношение этих компонентов гумуса претерпевает несущественные изменения с момента захоронения почв. Данные по групповому составу гумуса бердских ископаемых почв приведены в табл. 7.

По групповому составу бердские почвы различаются между собой. Верхняя характеризуется значительным преобладанием гуминовых кислот (44,1%) над фульвокислотами (28,2%) при небольшой величине негидролизуемого остатка (27,7%) и отношении $C_{ГК}:C_{ФК} = 1,6$ в аккумулятивной толще. Для горизонта В характерно увеличение фульвокислот (36,0%), сокращение доли гуминовых кислот (до 24,7%) и в связи с этим изменение отношения $C_{ГК}:C_{ФК}$ до 0,68.

Нижняя почва имеет меньшие величины соотношения гуминовых кислот и фульвокислот: колебание этого показателя качественного состава гумуса по профилю, включая и языки-затеки в горизонте В, составляет от 1,05 до 1,44, и только в иллювиальной толще (вне затеков) начинают преобладать фульвокислоты над гуминовыми, хотя и незначительно ($C_{ГК}:C_{ФК} = 0,96$).

Во всех изученных бердских ископаемых почвах в составе гуминовых кислот отсутствует фракция I и частично фракция III. Основную долю гуминовых кислот составляют гуматы кальция (фракция II), однако количество их в почвах, а также распределение по профилю различно. Наиболее высокое содержание гуматов кальция отмечено в горизонтах А обеих почв. Следует подчеркнуть, что отношения $C_{ГК}:$

: $C_{фк}$ фракций, связанных с кальцием, в изученных ископаемых почвах очень близки по своей величине к таковым для современных почв степи и лесостепи, которые вычислены по данным, имеющимся в литературе для современных черноземов и серых лесных почв Западной Сибири и европейской части СССР [Пономарева, 1964; Пономарева, Плотникова, 1968, 1975а,б, 1976; Шушуева, 1964; Дергачева, 1969; Кахаткина, 1974]. Содержание гуминовых кислот фракции III (связанных с глинистыми минералами) почти полностью отсутствует в почвах бердского комплекса, исключая горизонт А (верхней) и языки-затеки (нижней).

Фракция кислоторастворимых фульвокислот (Ia), свободных или очень подвижно связанных с R_2O_3 [Тюрин, 1951; Пономарева, 1964] имеет не очень характерное распределение по профилю почв. Несмотря на повышенное содержание этой фракции в нижней бердской почве (в среднем до 18,0% в верхней части горизонта А (605–635 см), по-видимому, можно объяснить иллювиированием данной фракции, поскольку горизонт A_1 этой почвы является продолжением горизонта С верхней бердской почвы. С другой стороны, как указывает А.Д.Фоккин [1975], для почв дневной поверхности эта фракция может быть представлена не только свободно мигрирующими фульвокислотами, но и частично легко гидролизуемыми компонентами молекул.

Как и следовало ожидать, фульвокислот I фракции нет, а основная часть этого компонента гумуса представлена фульвокислотами, связанными в комплексе с гуматами кальция.

Основываясь на предложенной в последнее время системе показателей гумусного состояния почв [Гришина, Орлов, 1977, 1978], гумус обеих бердских почв можно отнести к фульватно-гуматному типу. И хотя обе почвы имеют очень высокое содержание гуматов кальция, низкое – негидролизуемых форм, они отличаются различным профильным распределением общего углерода (гумуса) в почвенной толще: резкое в верхней и более равномерное в нижней. Учитывая ряд других особенностей гумусового профиля изученных почв: разную мощность гумусовой толщи, более высокую аккумуляцию общего гумуса и гуминовых кислот, большие величины отношения $C_{ТК}$: $C_{фк}$ в гумусовом горизонте верхней почвы, а также физико-химические характеристики, можно предположить, что почвы бердского педокомплекса формировались в несколько отличающихся гидротермических условиях, которые для нижней почвы соответствовали скорее всего условиям лесостепи, а для верхней – степи. Таким образом, бердские почвы формировались в климатических условиях, близких к современным. Нижняя образовалась в лесостепной зоне, близко к типу мощных черноземов выщелоченных, а верхняя – в более аридных условиях степи по типу черноземов. Нижняя почва развивалась более длительное время, чем верхняя, в период межледниковья, поэтому имеет зрелый, хорошо разбитый на генетические горизонты профиль.

Обе почвы преобразованы в условиях влажного и холодного климата при участии криогенных процессов, на что указывают освет-

ленная верхняя часть гумусовых горизонтов и языковатая, потечная нижняя часть их, обилие микроконкреций концентрического строения, особенно по языкам-затекам нижней почвы, своеобразная мезоструктура затеков. Глубина мерзлотных процессов сильнее проявилась в нижней бердской почве, об этом свидетельствуют мощные (по сравнению с верхней почвой) языки-затеки из гумусового горизонта. Палеopedологические исследования подтвердили ранее сделанный вывод И.А. Волкова [1971a] о последовательности изменений природной среды во время образования бердского педокомплекса.

И.А. Волковым [1971a] в карьере близ станции Ложок первоначально была выделена искитимская ископаемая почва, которая по стратиграфическому положению и строению была отнесена им к каргинскому интерстадиалу, что в дальнейшем подтвердилось радиоуглеродными датами [Волков, 1973; Волков, Зыкина, 1977]. В результате дальнейших исследований была обнаружена вторая ископаемая почва, залегающая в комплексе с ранее выделенной; общая мощность комплекса составила более 1,5 м.

Искитимский педокомплекс прослежен в пределах Новосибирского Приобья на междуречье Шипунихи и Койнихи, право- и левобережье Берди, Бердь-Инском междуречье и вторых надпойменных террасах рек Оби и Ельцовки. Он залегает на желтовато-сером, часто с белесым оттенком тулинском лёссовидном суглинке, слабоуплотненном, слабопористом, с редкими ходами корней растений, карбонатном, в основании которого встречаются редкие охристые и глеевые пятнышки и марганцевистая пунктация. Тулинский суглинок является материнской породой для нижней ископаемой почвы и отделяет педокомплекс от лежащего под ним бердского комплекса ископаемых почв.

В стратотипическом разрезе у ст. Ложок, описанном выше, изучено несколько расчисток. Почвы в расчистках имеют сходное строение. Морфологическая характеристика их приводится по расчистке, расположенной на западной стенке карьера и обозначенной как разрез 43 (рис. 27, А). Искитимский педокомплекс залегает в ней под желтовато-коричневым опесчаненным суглинком (ельцовский лёсс), пористый, с карбонатами в виде псевдомицелия, в нижней части с пятнышками оглеения до 0,5 см, редким щебнем. Нижняя граница слоя резкая, в основании его присутствует щебень, гравий и крупный песок. Мощность слоя 1,2 м.

Верхняя искитимская почва данной расчистки отчасти срезана и представлена лишь горизонтом С, нижняя имеет хорошо развитый дифференцированный на генетические горизонты (А, В и С) профиль:

Ск - 280-305 см. Желтовато-серый лёссовидный суглинок, хорошо сортированный, пористый с карбонатным псевдомицелием и пятнами мелкой белоглазки (0,3-0,5 см), с черной точечной марганцевистой пунктацией. В верхней части горизонт разбит сетью трещин усыхания, заполненных вышележащим суглинком, карбонатными журавчиками и щебнем. Встречаются редкие срезанные денудацией гумусовые затеки, много кротовин диаметром до

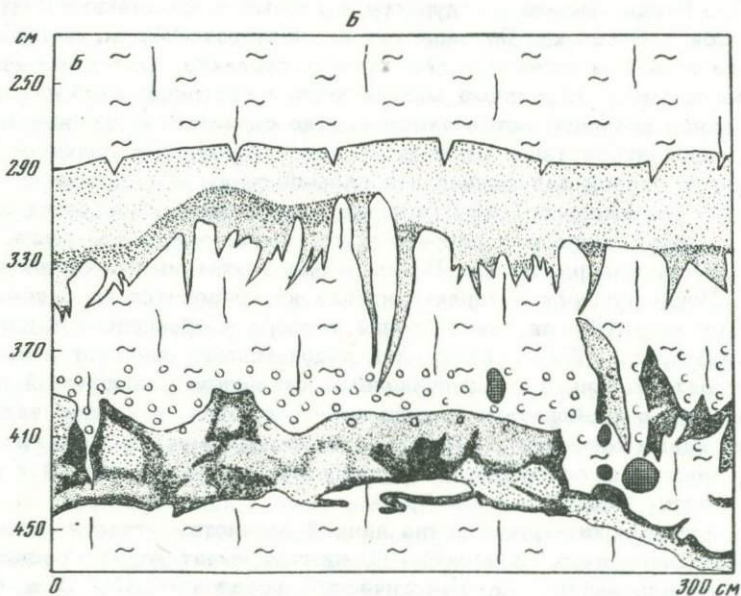
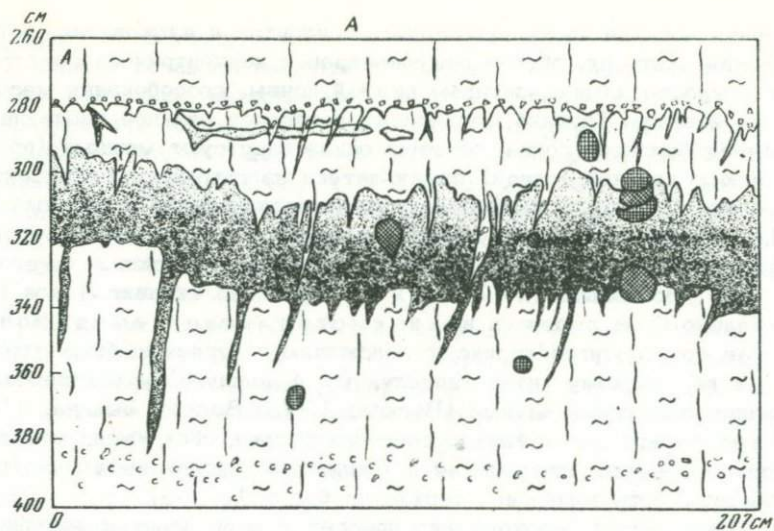


Рис. 27. Искигимский педокомплекс в стратотипическом разрезе карьера (близ ст. Ложок (А) и разрезе Мраморного карьера у с. Шипуново (Б))

Условные обозначения см. на рис. 21

10 см, заполненных темно-серым с коричневатым оттенком суглинком.

- А - 305-345 см. Темно-коричневый до черного с коричневым оттенком тяжелый суглинок, более светлый в верхней части горизонта, опесчанен, неясно комковатый, пронизан ходами корней растений, карбонаты представлены псевдомицелием. Много ходов землероев, которые заполнены суглинком темно-коричневым, желтовато-коричневым, или белесым рыхлым очень карбонатным с желтоватым оттенком. В последних встречается много карбонатных журавчиков. В верхней части горизонт разбит сетью трещин, имеющих ширину 3-5 см, книзу переходящих в ветвящиеся тонкие волосяные. Трещины заполнены материалом из вышележащего горизонта Ск. По наиболее крупным из них наблюдается скопление карбонатов в виде журавчиков, присыпки. Часто трещины пересекают норы землероев, что свидетельствует об их более позднем происхождении. Нижняя часть горизонта имеет вид затеков и "косм", уходящих вниз до 80 см. Переход в нижележащий горизонт замечен по цвету.
- В - 345-385 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, опесчанен, пористый, с ходами корней растений, плотнее, чем горизонт А. Вскипает от НС1 по скоплениям карбонатов, в верхней части слабее, чем в основании. Горизонт В, как и гумусовый (А), пересекают трещины усыхания, в которых есть карбонатные журавчики, мелкая галька и щебень размером до 0,5 см. Встречаются норы землероев диаметром от 5 до 8 см. Горизонт пересекают также затеки темно-серого цвета из гумусового горизонта.
- Ск - с 385 см. Желтовато-серый, суглинистый, слабо уплотнен, опесчанен, пористый, редкие ходы корней растений. Бурно вскипает от НС1 карбонаты представлены мелкой белоглазкой и псевдомицелием.

В разрезе 22, расположенном выше по склону, в 100 м от западной стенки карьера Ложок искитимский педокомплекс имеет строение, аналогичное вышеописанному, с той лишь разницей, что гумусовый горизонт нижней искитимской почвы имеет меньшую мощность, а от гумусового горизонта верхней встречается больше гумусовых затеков и кротовин (до 8 ходов землероев на 1 м расчистки). Гумусовый и иллювиальный горизонты верхней искитимской почвы уничтожены последующими процессами плоскостного сноса, встречаются лишь нижние части единичных затеков гумуса шириной от 0,3 до 1,5 см, проникающих до глубины горизонта С, и ходы землероев. Судя по заполнению нор, можно заключить, что гумусовый горизонт верхней почвы был темно-серого цвета. Строение комплекса в данной расчистке имеет следующий вид:

- С - 300-335 см. Светло-серый с едва заметным желтоватым оттенком, легкосуглинистый, бесструктурный, редкие ходы корней растений. Горизонт сверху разбит трещинами шириной у основания до 4 см и глубиной до 12 см. В верхней части встре-
8. Зак. 66

чаются гумусовые затеки и ходы землероев, заполненные темно-серым с коричневым оттенком и желтовато-коричневым суглинком. Размеры ходов от 3 до 12 см, чаще встречаются размером до 8 см. Иногда ходы землероев разбиты трещинами, заполненными серовато-желтым выщелоченным суглинком или их пересекают затеки гумуса. В одном из кротовин были найдены остатки *Citellus* sp. (определение В.С. Зажигина). Карбонаты представлены псевдомицелием и мелкой белоглазкой.

- А - 330-355 см. Темно-серый до черного с коричневым оттенком, тяжелосуглинистый, пронизан ходами корней растений, по всему горизонту встречаются марганцовистые пятнышки до 0,5 см, карбонаты представлены псевдомицелием, белоглазкой и мелкими журавчиками. Журавчики сконцентрированы в основном по сети трещин, разбивающих горизонт в верхней части, встречена кротовина размером 8 см, заполненная материалом из вышележащего горизонта.
- В - 355-390 см. Серовато-коричневый, комковатый, плотнее, чем вышележащий, карбонаты, которых особенно много в нижней части горизонта, представлены псевдомицелием и мелкими журавчиками. Встречаются ходы землероев диаметром 8 см. Горизонт пересекает затеки гумуса шириной от 1 до 3 см.
- Ск - с 390 см. Серовато-желтый, суглинистый, хорошо сортированный, вскипает, карбонатов меньше, они представлены в основном псевдомицелием и единичными журавчиками.

Из гумусового горизонта нижней почвы авторами совместно с В.Л. Лыхиним взят образец, из которого по сумме фракций гумусовых кислот получена дата 30000 ± 1000 лет назад (ИГАН-169), свидетельствующая о формировании почвы в каргинское время.

В верховьях суходола, на склоне которого заложен карьер Ложок, в 0,5 км юго-восточнее его, в верхней части междуречья двумя карьерами пересечена поперек широкая неглубокая ложбина стока, образовавшаяся в лёссовидных суглинках. Здесь также прослежен и описан исцитимский педокомплекс, представленный нижней ископаемой почвой. Верхняя почва имеет лишь горизонт С, в верхней части которого прослеживаются трещины усыхания и прослой щебня. Гумусовый и иллювиальный горизонты этой почвы уничтожены процессами денудации. Представление о строении исцитимского педокомплекса дает расчистка 44, в которой сверху вниз описаны следующие слои (см рис. 19):

- Q₄¹. 1. Современная темно-серая лесная почва, в профиле которой выделяются горизонты А₁, А₁А₂, В₁, В₂. Переход в нижележащий слой резкий. Мощность 0,90 м.
- Q₃₋₄^{bg}. 2. Суглинок светло-серый с желтоватым оттенком, пористый, карбонаты в виде псевдомицелия и мелкой белоглазки. Мощность 1 м.
- Q₃^{cl}. 3. Суглинок желтовато-бурый, пористый, с ходами корней растений, вскипает, карбонаты в виде псевдомицелия и белоглазки. С глубины 2,5 м от бровки в слое появляются пятна

оглеения размером до 2 см. Переход резкий по цвету и присутствию в основании слоя щебневого прослоя толщиной 2-5 см. Выше щебневого прослоя на 10-15 см встречаются гнезда щебня, отдельных галек и крупных журавчиков. Мощность 1,7 м.

- Q₃³ is. 4. Искитимский педокомплекс представлен горизонтом С верхней почвы, аккумулятивным, илловиальным и горизонтом С - нижней почвы. В целом мощность слоя 1,5 м.
- Ск - 360-420 см. Светло-серый со слабым желтоватым оттенком, среднесуглинистый, пористый, карбонаты в виде белоглазки и псевдомицелия, по всему горизонту видна точечная марганцовистая пунктация. В верхней части горизонт разбит трещинами, заполненными вышележащим суглинком и щебнем из прослоя.
- А - 420-460 см. Неоднородно окрашенный, сверху светло-коричневый, внизу - темно-коричневый, по затёкам темно-серый с коричневым оттенком, тяжелосуглинистый, опесчанен. В верхней части горизонт разбит сетью трещин, заполненных вышележащим суглинком с щебнем и редкими карбонатными конкрециями. Нижняя граница представлена языками-затёками шириной 3-7 см и длиной до 50 см. Карбонаты в виде псевдомицелия и мелкой белоглазки.
- В - 460-500 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, пористый, плотнее вышележащего, опесчанен, карбонаты в виде псевдомицелия. В нижней части горизонта встречаются ходы землероев размеров от 5 до 10 см, заполненные темно-коричневым суглинком.
- Ск - с 500 см. Светло-серый с желтоватым оттенком, пористый, карбонаты представлены псевдомицелием, редкой мелкой белоглазкой, среднесуглинистый.

По морфологическим признакам нижняя почва в данном разрезе сходна с описанной в карьере Ложок и может быть отнесена, по видимому, к почвам черноземного типа.

В ста метрах северо-западнее от приведенной расчистки на дне ложбины стока искитимский педокомплекс имеет аналогичное строение горизонта С верхней почвы, с разбитой трещинами усыхания верхней границы и прослоем щебня и полнопрофильной нижней почвой, дифференцированной на генетические горизонты (А, В и С). Мощность гумусового горизонта нижней почвы в данном месте увеличивается до 70 см, появляются карбонатные журавчики размером от 2 до 4 см. В нижней части профиля встречаются пятна оглеения. Все это может свидетельствовать о том, что на дне ложбины почва черноземного типа переходит в лугово-черноземную.

В 100 м к западу от карьера Ложок на почти горизонтальной поверхности междуречья скважиной вскрыт разрез, имеющий строение, сходное с разрезом карьера. В отличие от других разрезов, относящихся к группе карьера Ложок, где верхняя искитимская почва сохранилась лишь отчасти, здесь присутствуют две сравни-

тельно слабо измененные вторичными процессами почвы искитимского комплекса. Разрез (сверху вниз) имеет следующее строение (см. рис. 19):

Q₄¹ 1. Современный чернозем выщелоченный, представлен горизонтами А, АВ, В. Мощность 0,9 м.

Q₃₋₄^{bg} 2. Суглинок желтовато-серый, лёссовидный, с ходами корней растений, пористый, карбонаты в виде псевдомицелия. Мощность 1,0 м.

Q₃⁴ el. 3. Суглинок желтовато-коричневый, лёссовидный, несколько опесчаненный, пористый, встречается карбонатный псевдомицелий. Мощность 0,5 м.

Q₃³ is. 4. Искитимский педокомплекс, состоящий из двух почв, разделенных прослоем желтовато-серого лёссовидного суглинка. В целом мощность слоя составляет 1,5 м.

Q₃² tl. 5. Светло-серый с белесым оттенком лёссовидный суглинок, хорошо сортированный, встречаются псевдомицелий и единичные глеевые пятнышки. Мощность 1,5 м.

Q₃¹⁻² bg. 6. Бердский педокомплекс, представлен двумя ископаемыми почвами. Мощность профиля верхней почвы 0,8 м. Нижняя почва имеет гумусовый горизонт мощностью 0,5 м с мощными языками-затеками до глубины 1,5 м, илловидный горизонт и горизонт С.

Верхняя искитимская почва имеет следующее строение:

А - 240-270 см. Темно-серый тяжелый суглинок, опесчаненный, множество корнеходов, карбонаты в виде псевдомицелия.

В (С) - 270-320 см. Желтовато-серый, более темный в верхней части, суглинистый, редкие ходы корней растений, карбонаты представлены псевдомицелием.

Нижняя искитимская почва представлена горизонтами А, В, С:

А - 320-350 см. Темно-серый с коричневым оттенком тяжелый суглинок, ходы корней растений, псевдомицелий.

В - 350-400 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, неявно-ореховато-комковатый, ходы корней растений, карбонатный псевдомицелий. Переход замечен по цвету.

Ск - 400-540 см. Светло-серый с белесым оттенком легкий лёссовидный суглинок, хорошо сортированный, повсеместно присутствует псевдомицелий, встречаются единичные глеевые пятнышки.

Сопоставление разрезов с ископаемыми почвами близ карьера Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи приведено на рис. 19. Из рисунка видно, что хорошо сохранились искитимские почвы на междуречье и в верхней части склона. Вниз по склону верхняя почва почти полностью, кроме части горизонта С, уничтожена, нижняя имеет хорошую сохранность. В самой нижней части карьера обе почвы отсутствуют и отмечается резкая граница на стыке ельцовского и тулинского горизонтов лёссов. К основанию ельцовского лёсса осадок становится крупнозернистым, встречается щебень и галька. Все это свидетельствует об интенсивно протекавших скло-

новых и денудационных процессах, уничтоживших обе ископаемые почвы.

Рассмотрев разрезы и морфологическую характеристику почв искитимского педокомплекса в стратотипическом разрезе карьера Ложок, в скважине и группе разрезов, прилегающих к нему, на междуречье Шипунихи и Койнихи, можно сделать следующие выводы.

1. Искитимский педокомплекс в полных разрезах имеет меньшую мощность, чем бердский. Он представлен двумя почвами, в профилях которых выделяется гумусовый горизонт мощностью 30–40 см, слабо выраженный иллювиальный в верхней почве и более четкий в нижней, и горизонт С. В двух последних горизонтах обеих почв встречаются норы землероев размером от 5 до 12 см, заполненные различного цвета суглинком. Из карбонатных новообразований присутствуют псевдомицелий, мелкие пятнышки и журавчики. Следует отметить, что профиль нижней почвы четче дифференцирован на горизонты, имеет большую мощность, чем профиль верхней почвы, хорошо выраженный карбонатно-иллювиальный горизонт. Это различие связано, вероятно, с тем, что нижняя почва формировалась в течение более длительного времени.

2. Во всех разрезах, кроме разреза скважин, верхняя почва, за исключением части горизонта С и фрагментов от гумусового (окончания гумусовых затёков, кротовин, заполненные органическим материалом), уничтожена склоновыми и денудационными процессами. На это указывает наличие щебня в основании горизонта лёсса выше нижней искитимской почвы и скопление его по трещинам, разбивающим верхнюю границу горизонта С верхней почвы (см. разрез 44). Там, где верхняя почва расположена выше по склону (разрез 22), меньше трещин и горизонты почти не содержат щебня. Все эти признаки свидетельствуют о весьма интенсивной фазе плоскостного смыва и иных склоновых процессах после формирования верхней почвы.

3. В профиле обеих почв отмечаются признаки, указывающие на вторичное преобразование их в условиях влажного и холодного климата. К ним относятся осветленная верхняя часть гумусового горизонта, неровная в виде языков и затёков нижняя граница его, точечная марганцовистая пунктация в горизонте С верхней почвы, наличие ходов землероев, разбитых трещинами.

4. В верхней части горизонт S_k верхней почвы и гумусовый горизонт нижней почвы разбиты сетью трещин усыхания, заполненных лёссовидным суглинком, в котором при пересечении трещинами нор землероев запечатаны мелкие карбонатные конкреции размером до 1,5 см. По-видимому, накопление конкреций по трещинам в норах землероев связано с этапом осадконакопления, следующего по времени после формирования ископаемых почв и их вторичного преобразования.

Важное значение для изучения искитимского педокомплекса имеют данные, полученные во вскрыше Мраморного карьера и других разрезов вблизи пос. Шипуново (рис. 28). Здесь рассматриваемый комплекс представлен двумя ископаемыми почвами. Мраморный

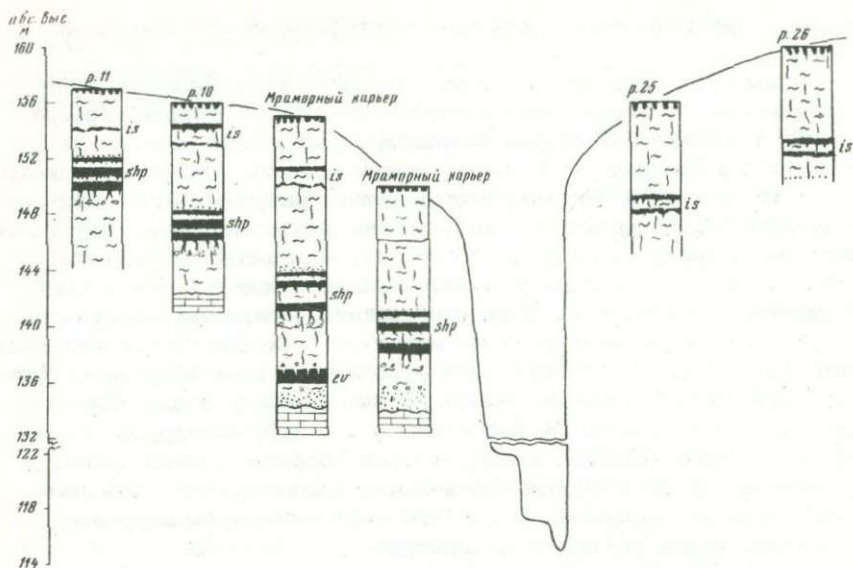


Рис. 28. Ископаемые почвы на склонах долины р. Берди близ г. Искитима

Условные обозначения см. на рис. 19

карьер расположен на древней высокоцокольной террасе левого берега Берди, поверхность которой имеет наклон в сторону реки. В наиболее удаленной от уступа части карьера поверхность цоколя на 4–5 м выше, чем вблизи него. Мощность слоев в стенках карьера сокращается в сторону реки, нижние слои имеют меньший наклон, чем верхние. В западной части карьера сверху вниз обнаружены следующие слои [Волков, Зыкина, 1977]:

- Q_{3-4}^{bg} 1. Прикрытый современной почвой (чернозем выщелоченный), суглинок легкий, лёссовидный, песчанистый, желтовато-бурый, карбонатный, вертикально трещиноватый, много следов корней, червеходов, нор землероев. В удаленной от реки южной стенке карьера в основании слоя появляется темный, желтовато-бурый прослойк мощностью 0,2 м (аналог суминского педокомплекса). Общая мощность 1,8 м.
- Q_4^{el} 2. Лёссовидный суглинок желтовато-серый, неслоистый, с ходами корней растений, карбонаты представлены псевдомицелием. Мощность 1,5 м.
- Q_3^{is} 3. Искитимский педокомплекс, включающий две ископаемые почвы, разделенные прослоем лёссовидного суглинка. Гумусовый горизонт верхней почвы имеет среднюю мощность 0,2–0,4 м. Ниже залегает лёссовидный суглинок 0,5–0,7 м. В самой нижней части этого суглинка был найден хорошо сохранившийся череп шерстистого носорога, в верхней части, непосредственно под гумусовым горизонтом, найдены кости *Bison priscus subsp.* Мощность 1,5 м.

Q₃² tl. 4. Лёсс, хорошо сортированный, желтовато-серый, местами переходящий в легкий суглинок. Вверху слоистость отсутствует, в средней и особенно нижней частях слоя встречаются редкие прослои хорошо сортированного тонко- и мелкозернистого песка толщиной 0,5 см. Следы корней травянистых растений встречаются редко. Есть ожелезненные охристые пятна, в осадке видны блестки слюды. В основании слоя материал обычно крупнозернистый, в восточной стенке карьера встречаются прослойки средне- и даже крупнозернистого песка. Мощность 5-6 м.

Q₂¹ shp. 5. Шипуновский педокомплекс - три хорошо выраженные ископаемые почвы, разделенные прослоями лёссовидного суглинка. Гумусированный горизонт верхней почвы имеет мощность до 0,3 м. Поверхность его четкая, разбита сетью неглубоких трещин усыхания, заполненных материалом из слоя 4. Ниже залегает легкий суглинок лёссовидный (0,3-0,4 м), подстилаемый вторым гумусовым горизонтом (0,4 м), развитым на суглинке легком, лёссовидном, желтовато-коричневом, опесчаненном (1 м), прожизанном сетью трещин, прокрашенных гумусом. В основании педокомплекса залегает третий гумусовый горизонт (0,4-0,5 м). Общая мощность 2,5 м.

Q₁² sl. 6. Суглинок лёссовидный, песчанистый, желтовато- и красновато-коричневый, с гравием, щебнем. В верхней части слоя много нор землероев до 15 см в поперечнике. Мощность 4,5 м. В слое встречены кости древней лошади, переходной от *Equus stenorhis* Coschi к *E. caballus* L. (определение И.В.Фороновой), и кости мелких млекопитающих в кротовинах (*Myospalax* *Myospalax* Laxm.).

N₂³ ev, tm. 7. Сложно построенный слой, в котором присутствуют пойменные (отчасти озерные), русловые и субаэральные отложения. В ближайшей к реке западной части стенки, вскрытой ниже слоя 6, залегает серый слоистый суглинок. Под ним - хорошо сортированный желтовато-серый песок, горизонтально- и косослоистый, с гравием, галькой разного состава и отдельными валунами до 15 см в поперечнике. Встречаются линзы серого суглинка. Мощность песка 1-1,5 м. Характер осадка указывает на отложение его в русле реки с быстрым течением. Суглинок и подстилающий его песок содержат раковины 21 вида пресноводных и наземных моллюсков [Волков, Зыкина, 1977]. В песке преобладают *Valvata* cf. *confusa* West. и *Sphaerium rivicola* (Lam.), суглинке - *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus vortex* (L.), *Succinea oblonga* Drap. В удаленной от реки западной стенке карьера разрез несколько меняется. Здесь под слоем 6 лежит тяжелый суглинок, переходящий местами в глину. Цвет темно-серый, местами почти черный - евсинская ископаемая почва мощностью 2,5 м. Сверху почва разбита густой сетью трещин усыхания шириной до 15 см, внедряющихся на глубину до 1,5 м и заполненных красновато-коричневым пес-

чанистым суглинком. Ниже почвы лежит коричневато-красный суглинок со щебнем.

8. Сильно выветрившийся эловый мраморизованного известняка и пестро окрашенная, преимущественно красная глина со щебнем (кора выветривания). Эти образования постепенно переходят в мраморизованный известняк.

В данном разрезе сверху залегают верхнечетвертичные осадки без бердского педокомплекса, который был уничтожен процессами денудации, а также обнажены среднечетвертичные и более древние отложения. Из слоя 3 получены четыре радиоуглеродные даты, две из которых определены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР [Панычев, 1975] и две в лаборатории ИГ АН СССР В.Л.Лыхиным. Дата 33100 ± 1600 лет назад (СОАН-165) получена из вторично измененного гумусированного слоя нижней почвы по кусочкам древесного угля. Дата 32780 ± 670 (СОАН-629) сделана по кости черепа носорога шерстистого, найденного на поверхности нижней почвы. Возраст верхней искитимской почвы по первой холодной фракции гуминовых кислот из аккумулятивного горизонта был определен в 26300 ± 700 лет назад (ИГАН-167), а нижней — по сумме фракций гуминовых кислот — 29000 ± 450 (ИГАН-168). Все четыре даты показывают, что слой 3 формировался в среднеюрское время.

В профиле верхней искитимской почвы (см. рис. 27, Б) данного разреза можно выделить горизонты А, В, С. Переход от вышележащего лёсса к горизонту А резкий.

А — 290–330 см. Светло-серый с палевым оттенком с темно-серыми пятнами по всему горизонту, наиболее темный в нижней части, суглинистый, комковатый, уплотнен, редкий карбонатный псевдомицелий, охристые пятна размером до 0,7 см, пронизан ходами корней растений.

В — 330–360 см. Желтовато-бурый с сероватым оттенком, среднесуглинистый, уплотнен, ходы корней растений, карбонаты в виде псевдомицелия и редких пятен белоглазки. Переход слабо заметен по цвету.

Ск — с 360 см. Желтовато-серый с белесым оттенком, суглинистый, скопление карбонатов в виде мелких пятен, псевдомицелия, отдельных мелких журавчиков. Горизонт перекрывает верхнюю часть гумусового горизонта нижней почвы.

Верхняя часть горизонта А рассечена трещинами усыхания глубиной до 0,3 м при ширине полостей 1–2 см, которые обычно заполнены желтовато-коричневым суглинком вышележащего слоя. Очевидно накопление перекрывающего ископаемую почву слоя началось в условиях усыхания самой почвы. Ясно видны следы перемещения грунта по склону в результате мерзлотно-солифлюкционных процессов в виде мелких складочек и прослоек. Для горизонта С и нижней части иллювиального характерны норы землероев диаметром до 8 см, которые заполнены гумусовым материалом или

желтовато-коричневой супесью. Вероятно, землерои были широко представлены как во время формирования почв, так и отложения выжележащего слоя и исчезли в период солифлюкционных преобразований почв.

В нижней искитимской почве (см. рис. 27, Б) также выделены горизонты А, В, С.

- А - 390-420 см. Неоднородноокрашенный, от темно-серого до светло-серого с голубовато- и желтовато-коричневым оттенком, четко выраженными пятнами, прослоями или неправильными наклонными складочками, суглинистый, пористый, уплотнен, неяснокомковатый, встречаются угольки размером 0,5-1,5 см, обычно приуроченные к наиболее гумусированным пятнам и прослоям, карбонаты в виде псевдомицелия, степень вскипания по горизонту различна, охристые и глеевые пятнышки, много ходов корней растений, переход заметен по цвету.
- В - 420-470 см. Желтовато-коричневый, суглинистый, уплотнен, ходы корней растений, отмечаются охристые пятнышки и оглеения, карбонатный псевдомицелий, в нижней части горизонт бурно вскипает, переход заметен по цвету.
- С - 470 см. Желтовато-серый, легкосуглинистый, сильно ожелезнен и оглеен (пятна размером от 0,1 до 0,9 см), опесчанен, хорошо сортирован, карбонаты в виде псевдомицелия, редких мелких журавчиков.

Важной особенностью почвы является неравномерность распределения гумусового материала в пределах горизонта А. Его криотурбириванность свидетельствует об интенсивно протекавших вторичных мерзлотно-солифлюкционных процессах. Значительная карбонатность данного горизонта связана с более поздними процессами вымывания карбонатов при формировании вышележащей ископаемой почвы.

Искитимский педокомплекс хорошо выражен также в двух карьерах для добычи щебня, расположенных в 1,5 км к западу от реки. Строение разреза щебневых карьеров сходно с таковым Мраморного. Приведен лишь один из них (разрез 10). Разрез (см. рис. 28) заложен на северной стенке карьера и имеет следующее строение (сверху вниз):

- Q_3^4 el. 1. Перекрытый современным черноземом выщелоченным лёссовидный суглинок, желтовато-бурый, встречаются корни растений, комковатый, уплотнен, карбонатный псевдомицелий, опесчанен. Мощность 2 м.
- Q_3^3 is. 2. Искитимский педокомплекс, состоящий из двух ископаемых почв, разделенных прослоем лёссовидного суглинка. На поверхности гумусового горизонта верхней почвы найдена правая ветвь рога *Cervus elaphus* L. (определение И.В.Фороновой). Из кротовин верхней и нижней почв отобраны остатки мелких млекопитающих - *Citellus* sp. Мощность 1,5 м.

Q_3^2 tl. 3. Желтовато-серый лёссовидный суглинок, хорошо сортированный, встречаются следы корней растений, в верхней части слоя щебень размером до 1,5 см, карбонатный псевдомицелий, редкие пятна белоглазки. Мощность 5 м. В нижней части слоя материал становится более опесчаненным.

Q_2^1 shp. 4. Шипуновский педокомплекс, представленный тремя почвами, разделенными прослоями лёссовидного суглинка. Аккумулятивный горизонт верхней почвы имеет мощность 25 см, поверхность его разбита трещинами усыхания, заполненными лёссовидным опесчаненным суглинком. Гумусовый горизонт средней и нижней почв достигает мощности 50 см, нижняя граница горизонта в виде языков и затеков. Для всех трех почв характерно наличие нор землероев диаметром от 7 до 12 см. Общая мощность 2,5 м.

Q_1^2 sl. 5. Суглинок желтовато- и красно-коричневый с гравием щебнем в средней и особенно нижней части. В верхней части слоя встречаются норы землероев и карбонатные конкреции размером от 2,5 до 3,5 см. Мощность 3 м.

N 6. Сильно выветрелый элювий известняка и кора выветривания, представленная красной глиной со щебнем. Непосредственно под этими образованиями залегает известняк.

Ниже слоя 1 расположен искитимский педокомплекс, представленный двумя почвами, которые значительно преобразованы в условиях влажного и холодного климата. Поверхность верхней почвы разбита трещинами усыхания, заполненными вышележащим материалом.

Аккумулятивный горизонт нижней почвы значительно видоизменен под воздействием мерзлотно-солифлюкционных процессов и представлен отдельными гумусовыми пятнами, складочками и прослоями. Ниже аккумулятивного горизонта обеих почв встречаются норы землероев, заполненные гумусированным материалом и лёссовидным суглинком. В профиле верхней почвы можно выделить горизонты: А - 35 см, В - 45 см и Ск - 40 см.

А - 200-235 см. Серый с коричневым оттенком, тяжелосуглинистый комковатый, уплотнен, ходы корней растений, карбонатный псевдомицелий. В верхней части горизонт разбит трещинами усыхания, нижняя его часть в виде языков и затеков длиной до 30 см.

В - 235-280 см. Желтовато-коричневый, тяжелосуглинистый, редкие ходы корней растений, карбонатный псевдомицелий, переход заметен по цвету и скоплению карбонатов.

Ск - 280-320 см. Желтовато-серый с белесым оттенком, легкосуглинистый, бурно вскипает, особенно в нижней части, карбонаты представлены мелкой белоглазкой, псевдомицелием и рыхлым мучнистым порошком.

Нижняя почва дифференцирована на горизонты А, В и С.

А - 320-340 см. Неравномерно окрашенный, в виде пятен коричневого цвета, гумусированных складочек и прослоек темно-се-

рого и черного цветов, которые перемежаются с пятнами и прослоями оглеения, охристыми пятнами, тяжелосуглинистый, ходы корней растений, слабо вскипает от HCl, карбонаты встречаются редко в виде мелких пятен.

В - 340-385 см. Желтовато-бурый, суглинистый, комковатый, карбонатный псевдомицелий, редкие охристые и глеевые пятнышки.

С - с 385 см. Желтовато-серый, хорошо сортированный, лёссовидный суглинок, ходов корней растений меньше, чем в горизонте В, мелкий щебень, карбонаты в виде пятен.

В 1,5 км ниже Искитима в верхней части правого склона долины Берди во вскрыше карьера обнажена толща лёссовидных отложений (разрез 25), в верхней части которой встречаются ископаемые почвы. Сверху вниз здесь выделяются слои (см. рис. 28):

Q₃₋₄ bg. 1. Коричневый, прикрытый современной темно-серой лесной почвой, неслоистый, плохо сортированный, легкий суглинок, опесчанен, основание слоя ясное. Мощность 1 м.

Q₃ el. 2. Серовато-желтый легкий суглинок, переходящий в нижней части в алевроит и у основания в песчанистый алевроит, с тонкими горизонтальными и косыми перемежающимися прослоями песка. Основание слоя резкое. Мощность 4,5 м.

Q₃ is. 3. Сложно построенный горизонт лёссовидного суглинка с опознаваемыми по комплексу признаков искимитскими почвами. Сверху слой представлен желтовато-бурым средним суглинком, много ходов корней растений, книзу суглинок становится серовато-желтым с голубоватым оттенком, охристыми пятнами и прослойками. Ниже оглеенного прослоя, вблизи верхней искимитской почвы, оглеение исчезает. Выше горизонта оглеения много раковин наземных моллюсков: *Succinea* sp., *Purilla* sp., *Vallonia* sp. Искимитский педокомплекс в разрезе включает две ископаемые почвы, гумусово-аккумулятивный горизонт которых сильно преобразован вторичными процессами. Отмечаются наклонные текстуры, указывающие на движение грунта по склону в сторону Берди. Ниже гумусового горизонта верхней и нижней почв встречаются кротовины, заполненные лёссовидным суглинком и гумусовым материалом. Мощность 2,5 м.

Q₃ tl. 1. Желтовато-коричневый лёссовидный суглинок, аналогичный верхней части слоя 3.

Выше по склону от разреза 25 в стенке карьера вскрыт еще один разрез (26), строение которого (см. рис. 28) сходно с вышеописанным.

Искимитские ископаемые почвы в разрезах 25 и 26 залегают с глубины 6,5 и 7 м, по сравнению с такими же в Мраморном карьере, которые располагаются значительно выше (с 3 м). Вероятно, это объясняется тем, что седиментация в районе этих разрезов протекала интенсивнее, чем в районе Шипуново. Все же

это искитимский педокомплекс. На это указывают общие морфологические признаки почв: строение профиля, дифференциация его на генетические горизонты, формы новообразований, наличие ходов землероев, характер вторичного преобразования гумусовых горизонтов, особенно ярко выраженного в нижней почве. Нижняя почва преобразована под действием мерзлотно-солифлюкционных процессов особенно сильно. Характерным признаком для обеих почв является наличие кусочков древесного угля в их гумусовых горизонтах, особенно в гумусированных складках и прослоях нижней почвы. Искитимские почвы в разрезе имеют следующее строение.

Верхняя почва:

- А — 650–670 см. Неоднородноокрашенный от светло-серого с сизоватым оттенком до черного в пятнах и по языкам-затёкам, суглинистый, уплотнен, пронизан ходами корней растений, карбонаты представлены в виде псевдомицелия, редкие охристые пятнышки и потеки, мелкие угольки. Верхняя граница горизонта неровная, нечеткая, нижняя — языковатая, причем наклон языков в направлении увеличения абсолютной высоты склона.
- С (В) — 670–710 см. Светло-серый с коричневым оттенком в верхней части и до желтовато-серого с белесым оттенком внизу, суглинистый, уплотнен, ходы корней растений, ожелезнение в виде пятнышек и вертикальных полосок, встречается карбонатный псевдомицелий, на площади в 2 м² находится 6 ходов землероев, заполненных гумусированным материалом и лёссовидным суглинком. Некоторые ходы землероев оглеены и разбиты сетью трещин. Следует предположить, что ходы землероев были оглеены и разбиты трещинками во время вторичного преобразования данной почвы. В нижней части горизонта увеличивается содержание карбонатов, последние 10–15 см горизонта оглеены, что свидетельствует о последующем ее переувлажнении.

Нижняя почва:

- А — 710–740 см. Горизонт неравномерно окрашенный, гумусированные прослои темно-серого и черного цвета чередуются с пятнами и полосами оглеения, суглинистый, ходы корней растений, много угольков размером до 2 см, карбонаты в виде псевдомицелия и редких мелких пятен белоглазки, несомненно относящихся к карбонатному горизонту верхней почвы. В горизонте встречаются мелкие охристые пятнышки. Верхняя граница четко выражена гумусированными складочками и прослоями, нижняя иногда языками, но чаще не выражена.
- В — 740–765 м. Серовато-коричневый, суглинистый, уплотнен, ходы корней растений, охристые и глеевые пятнышки, карбонаты представлены псевдомицелием, редко пятнышками белоглазки.
- С — с 765 см. Желтовато-серый с белесым оттенком, бурно вскипает, карбонаты представлены псевдомицелием, мелкой белоглазкой и журавчиками.

В данном разрезе, как и в Мраморном карьере, профиль нижней почвы четче дифференцирован на генетические горизонты, имеет карбонатно-иллювиальный горизонт. В верхней почве иллювиальный горизонт слабо выражен и карбонатные новообразования приурочены в основном к нижней части профиля и части гумусового горизонта нижней почвы. Обе почвы преобразованы вторично, на это указывает обилие охристых и глеевых пятен, прослоев, разбитые трещинами и в некоторых случаях оглеенные норы землероев, а также характер строения гумусовых горизонтов. Ископаемые почвы в данном карьере в отличие от почв в Мраморном и Шебневом карьерах больше оглеены и ожелезнены.

Искитимский педокомплекс присутствует в обнажении "Красный Яр", расположенном в 17 км ниже Новосибирска на левом берегу Оби. К берегу реки здесь примыкает неровная террасовидная поверхность, осложненная эоловыми буграми и грядами высотой до 5 м. Она постепенно повышается к склону долины. Описание разреза и вариант его интерпретации даны выше. Здесь приводится описание лишь слоя 4, содержащего ископаемые почвы.

Вдоль стенки обнажения почвы прослеживаются не всюду. По простиранию они замещаются сизыми оглеенными суглинками болотно-глеевого или мелководно-озерного происхождения, а иногда представлены лишь гумусовыми пятнами и складочками. Наиболее полный разрез с ископаемыми почвами описан вблизи нижней по течению Оби части берегового обрыва. Здесь присутствуют три гумусированных горизонта различной мощности, разделенные прослоями лёссовидного суглинка. Две нижние почвы образуют педокомплекс общей мощностью до 1,5 м, который довольно хорошо выдержан в этой части обрыва, а также в верхней по течению реки части обнажения. В нижней по течению реки части обнажения слой 4 имеет следующее строение:

- А - 1910-1915 см. Темно-серый до черного тяжелый суглинок, очень плотный, непористый, встречаются мелкие угольки, редкий псевдомицелий. Весь гумусированный прослой, выше- и никележащий суглинок ожелезнены в виде тонких горизонтальных полосок, следующих одна за другой через интервалы от 0,5 до 7 см. Верхняя часть горизонта разбита мелкими трещинками усыхания, заполненными вышележащим суглинком, нижняя - в виде языков-затёков, косм шириной до 5 см и длиной до 15 см. В верхней части горизонта редко встречаются марганцовистые пятна.
- С - 1915-1940 см. Желтовато-серый с охристым оттенком тяжелый суглинок, очень плотный, непористый, не имеет ходов корней растений. Отмечается горизонтальное полосчатое ожелезнение. Почти не вскипает. Переход в следующий горизонт замечен по цвету.
- А - 1940-1965 см. Неоднородно окрашенный - от серого до темно-серого и местами черного цвета. В нижней части горизонт наиболее темный, суглинистый, очень плотный, непористый,

встречаются редкие угольки размером до 0,7 см, слабо вскипает. Ожелезнение в виде горизонтальных полос, следующих параллельно одна другой, и пятен. Верхняя граница горизонта неровная, разбита сетью трещин, нижняя представлена языками-затеками, имеющими ширину 2-3 см и длину до 50 см.

- С - 1965-2005 см. Желтовато-серый, суглинистый, плотный, без корнеходов, очень ожелезен (полосы и пятна), редкая марганцовистая пунктация, слабо вскипает, в средней части горизонта видны норы землероев размером от 5 до 15 см. Ходы заполнены супесчаным ожелезненным материалом и темно-серым суглинком.
- А - 2005-2035 см. Черный с голубоватым оттенком с желтовато-серыми вкраплениями и линзочками, суглинистый, опесчанен, плотный без ходов корней растений, мелкие угольки, марганцовистая пунктация. В нижней части горизонта отмечаются редкие железистые пятна. По верхней границе горизонт разбит сетью трещин, нижняя представлена редкими языками и затеками.
- В - 2035-2075 см. Очень плотный, оглеенный, сизого цвета суглинок, оконтуренный в нижней части на контакте с песчаной толщей, плотной железистой полосой толщиной 1 см. Ожелезнение в горизонте представлено пятнами, кольцами Лизеганга, формирующимися вокруг какого-либо препятствия. В горизонте и в верхней части нижележащего слоя отмечаются норы землероев. Карбонаты в виде псевдомицелия и редких пятен белоглазки.
- С_к - с 2075 см. Песок желтовато-серый, горизонтально-слоистый, хорошо отмытый, В верхней части слоя - норы землероев.

Почвы слабо развиты, тем не менее в генетическом профиле каждой из них можно выделить достаточно ясный гумусовый горизонт и слабо отличающиеся один от другого горизонты иллювиальные и С. Более определенно дифференцирована на генетические горизонты нижняя ископаемая почва, которая имеет профиль несколько большей мощности. Учитывая характер строения профилей двух нижних ископаемых почв, наличие нор землероев и карбонатных новообразований, представленных мелкими пятнами белоглазки и псевдомицелием, можно сделать вывод о том, что первоначально почвы формировались не в гидроморфных условиях, а вероятно, в условиях степи-лесостепи. Гумусированные клинья и затеки в нижней части аккумулятивных горизонтов, обильное оглеение и ожелезнение свидетельствуют о вторичном преобразовании их в условиях повышенной влажности и при участии криогенных процессов. Гумусированный прослой, залегающий в верхней части рассматриваемого слоя, обильно ожелезен, оглеен, содержит многочисленные марганцовистые пятна и, по-видимому, сформировался в гидроморфных условиях, а его образование связано непосредственно с началом накопления вышележащего слоя.

Строение ископаемых почв данного комплекса сближает их с почвами, прослеженными в других разрезах искитимского педокомп-

лекса, где возраст его установлен как каргинский на основании полученных радиоуглеродных дат.

Из слоя 4 получены радиоуглеродные даты [Фирсов и др., 1971; Паньчев, 1975]. Образцы древесины дали возраст 27500 ± 1200 лет назад (СОАН-15), клетчатка и гуминовые кислоты из древесины 28200 ± 240 (СОАН-1065), 28600 ± 340 (СОАН-10005г.). Древесина на контакте суглинков с подстилающими песками имеет возраст 43650 ± 1550 (СОАН-1064). Это указывает на то, что слой 4 с горизонтами ископаемых почв сформировался в каргинское время.

Каргинские образования с ископаемыми почвами встречены и в самой южной части изученного района в обнажении правого берега Оби в 3,5 км ниже пос.Тараданово. Здесь к реке подходит поверхность террасы, осложненная древним эоловым мелкобугристым и мелкогрядовым рельефом. В обрыве берега высотой 34 м сверху вниз обнажены следующие слои:

- $Q_4 - Q_{3-4}$. 1. На сером глинистом тонко- и мелкозернистом песке сформировалась современная дерново-подзолистая почва, перекрытая 30-сантиметровым слоем эолового песка. К низу слоя состав песка становится грубее, появляются тонкие прослои мелкого гравия. В верхней части слоя преобладает горизонтальная и облегающая слоистость, а в нижней - перемежающаяся косая. Основание слоя резкое. Мощность слоя изменчива, так как поверхность террасы глубоко расчленена древними эоловыми формами рельефа. По-видимому, весь слой следует рассматривать как древние эоловые отложения. Возможно, нижняя часть является водным осадком. Мощность 8 м.
- Q_3^4 . 2. Коричневато-желтый и голубовато-коричневый суглинок и глинистый песок с четкой горизонтальной и перемежающейся слоистостью. На глубине 5 м от поверхности слоя появляется прослой оглеенного суглинка, горизонтально-слоистого. Основание слоя довольно резкое. Судя по характеру слоистости данный осадок можно отнести по генезису к водному. Мощность 8 м.
- $Q_3^4 - Q_3^3$ is. 3. Сложно построенная толща, в верхней части горизонтально-слоистый коричневато-серый глинистый песок и суглинок, ниже слоистость исчезает, появляются охристые и глеевые пятна, много ходов корней растений, вскипание слабое. В нижней части слоя четко прослеживаются две ископаемые почвы, разделенные прослоем суглинка. Мощность 7 м.
- Q_3^2 . 4. Песок серый с прослоями суглинка, горизонтально-слоистый вверху, внизу - косослоистый, встречаются линзы гравия, гальки, глиняных окатышей. Видимая мощность 11 м.

Для данного разреза всего получено 11 дат [Паньчев, 1975], из них оказались омоложенными некоторые. Даты, полученные в одном образце по клетчатке и гуминовым кислотам соответственно 35050 ± 450 лет назад (СОАН-1069) и 38850 ± 2200 лет (СОАН-1969г), и запредельные даты из основания разреза

(> 50000 лет) указывают, что ископаемые почвы, лежащие выше слоя песка, из которого получены даты, имеют каргинский возраст.

Ископаемые почвы в данном разрезе отделены одна от другой прослоем суглинка незначительной мощности и имеют следующее строение:

- А - 2000-2035 см. Серый с коричневым оттенком суглинок, в нижней части темно-серый, ходы корней растений, видны глеевые пятна, карбонатный псевдомицелий. Весь горизонт в горизонтальном направлении пересекают узкие до 0,5 см охристые полосы. Верхняя граница горизонта разбита сетью трещин усыхания, которые заполнены вышележащим суглинком, нижняя представлена в виде затеков, языков, "косм".
- С - 2035-2060 см. Серовато-желтый суглинистый, ожелезнение и оглеение в виде пятен и полос, встречаются норы землероев диаметром от 3 до 15 см, заполненные серовато-желтым и темно-серым сильно ожелезненным суглинком.
- А - 2060-2095 см. Темно-серый с коричневым оттенком, суглинистый, с обильной марганцовистой и железистой пунктацией, встречаются ходы корней растений, горизонт имеет почти однородную окраску, сохранность его лучше, чем вышележащего гумусового горизонта. В верхней части горизонта присутствуют горизонтальные охристые и глеевые полосы, поэтому верхнюю границу проследить трудно. Нижняя граница четко видна в виде языков, косм, изогнутых затеков. Весь горизонт перекрыт ходами землероев размером до 15 см, заполненными серовато-желтым суглинком.
- В - 2095-2160 см. Серовато-желтый с коричневым оттенком суглинистый, опесчанен, ожелезнен и оглеен меньше, чем горизонт А. В средней части горизонта встречен глеевый прослой толщиной 15 см. В нижней части горизонта пятнышки карбонатов и псевдомицелий, появляются волнистые прослой песка толщиной 1-1,5 см. Повсеместно встречаются норы землероев, заполненные темно-серым и желтовато-серым суглинком, часто ходы наложены один на другой. В двух из них обнаружены кости *Citellus* sp. (определение В.С. Зажигина).
- Ск - с 2160 см. Серый песок горизонтальнослоистый с прослоями суглинка.

Наличие хорошо выраженного гумусового горизонта обеих почв, повсеместное присутствие нор землероев, остатков *Citellus* sp. в них, четкая дифференциация профиля нижней почвы свидетельствуют о первоначальном формировании почв в лесостепных или степных условиях. Ряд свойств почв педокомплекса (ожелезнение, оглеение, железисто-марганцовистая пунктация) и суглинков, в которых он залегает, показывают, что субаэральные осадки позже оказались в субквальных условиях. Это подтверждает заключение И.А. Волкова и С.А. Архипова [1978] о том, что выше слоя с ископаемыми почвами залегают озерные отложения. Общие особенности строения разрезов Красный Яр и Тараланово говорят о их сходстве, а

морфологическая характеристика и свойства почв с учетом радиоуглеродного датирования позволяют заключить, что эти почвы сформировались в каргинский интерстадиал и могут рассматриваться как искитимский педокомплекс.

Интересные данные по строению ископаемых почв получены при изучении разрезов на Бердь-Инском междуречье и на второй надпойменной террасе Второй Ельцовки в Новосибирске. В названных разрезах присутствуют три ископаемые почвы, отделенные одна от другой прослоями суглинка. Профили всех почв слабо дифференцированы на горизонты, хорошо выделяются гумусовые, нижележащую часть профиля трудно подразделить на горизонты — илловиальный и С.

На левом склоне долины Ини, в районе пос. Барышево, в стенках карьера обнажены лёссовидные суглинки, в которых прослеживаются горизонт оглеения и три сближенные ископаемые почвы. Разрез (рис. 29) имеет следующее строение (сверху вниз):

- Q₃₋₄^{bg}. 1. Желтовато-палевый лёссовидный суглинок, перекрытый сверху современной серой лесной почвой, пористый, встречаются ходы корней растений, с глубины 2 м 10 см появляются карбонатный псевдомицелий и белоглазка, наблюдаются редкие пятна и полосочки ожелезнения, приуроченные главным образом к ходам корней растений. Основание слоя резкое. Мощность 2,8 м.
- Q₃⁴. 2. Желтовато-бурый, легкий суглинок, в верхней части разбит сеть трещин усыхания, заполненных вышележащим суглинком, пористый, встречаются ходы корней растений, редкие пятна и полосочки оглеения и ожелезнения, карбонатный псевдомицелий. Данный горизонт можно рассматривать как горизонт выветривания, характеризующий некоторый перерыв в осадконакоплении. Мощность 0,2 м.
- Q₃⁴ e₁. 3. Буровато-палевый легкий суглинок, пористый, с ходами корней растений. Встречаются мелкие охристые и глеевые пятнышки, причем их количество увеличивается к основанию слоя. Мощность 120 см.
- Q₃⁴. 4. Зеленовато-серый суглинок, материал сильно перемешен, пористый, видны ходы корней растений, пятнышки оглеения и ожелезнения, размером до 1 см. Встречаются крупные рыхлые скопления извести в пустотах перегнивших растительных остатков. Эти пустоты ожелезнены или оглеены и всегда окаребоначены. Весь слой изобилует пустотами с перегнившими растительными остатками, достигающими диаметра 5 см, есть раковины наземных моллюсков. Нижняя часть слоя оконтурена полосой охристого цвета толщиной 4 см, от нее вниз отходят охристые языки до 10 см длиной. Мощность слоя 0,2 м.
- Q₃³ is. 5. Суглинок, включающий три ископаемые почвы, отделенные одна от другой прослоями лёссовидного суглинка. Общая мощность 2,5 м.
6. Мелко- и среднезернистый песок серого цвета, косослоистый. Видимая мощность 1,1 м.

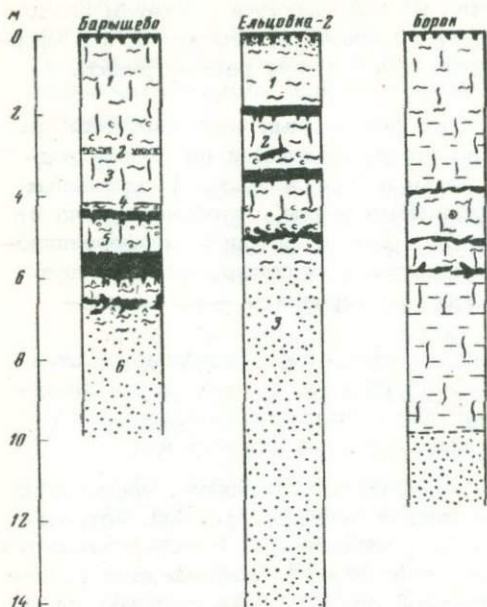


Рис. 29. Искитимский педокомплекс в разрезах карьеров "Барышево", "Борок" и второй террасы р. Вторая Ельцовка
Условные обозначения см. на рис. 19

Искапаемые почвы, встреченные в слое 5, имеют следующую характеристику:

- А - 440-465 см. Неоднородно окрашенный, в верхней части серовато-палевый и темно-коричневый до черного внизу, суглинистый, пористый, пронизан ходами корней растений, карбонаты представлены псевдомицелием, много углистых остатков размером до 1 см. Нижняя часть горизонта в виде языков, косм, длиной до 15 см.
- С - 465-530 см. Серовато-коричневый в верхней части и серовато-палевый внизу, суглинистый, пористый, ходы корней растений, охристые пятнышки размером до 0,8 см. В горизонте встречаются пятна органики.
- А - 530-570 см. Неоднородно окрашенный гумусовый горизонт, в верхней части светло-серый, внизу до темно-серого, суглинистый. Верхняя граница неясная, разбита сеть трещин усыхания, нижняя в виде смещенных слоев, языков, указывающих на то, что происходило перемещение материала. Горизонт менее пористый, чем вышележащий, обильно ожежен в виде пятен, полосок, карбонаты представлены псевдомицелием, встречаются редкие мелкие угольки.
- С - 570-620 см. Желтовато-палевый алеврит, слабопористый мало ходов корней растений, в верхней части больше ожежен, чем в нижней, пятна карбонатов.
- А - 620-650 см. Гумусированный горизонт, внешний вид которого свидетельствует о его интенсивном перемещении по склону при воздействии на него мерзлотно-солифлюкционных процессов. Неоднородно окрашенный, от серого с желтым оттен-

ком до темно-серого, суглинистый, в виде прослоев, языков, складок, ожежен, карбонаты представлены псевдомицелием, пятнами белоглазки, встречаются редкие угольки.

В (С) - с 650 см. Желтовато-коричневый, супесчаный, ожежен в виде пятен, слабопористый. редкие ходы корней растений, встречается карбонатный псевдомицелий.

Следующий разрез расположен в 2 км вверх по течению отустья Второй Ельцовки. В обрыве левого берега сверху вниз обнажены следующие слои (см. рис. 29):

Q₃₋₄^{bg}. 1. Желтовато-серый лёссовидный суглинок, неслоистый, с ходами корней растений, вертикально-трещиноватый, карбонаты в виде псевдомицелия и белоглазки. Суглинок перекрыт сверху современной дерново-подзолистой почвой. Мощность 1,8 м.

Q₃⁴-Q₃³. 2. Слой лёссовидного суглинка, включающий три ископаемые почвы, гумусовые горизонты которых разделены прослоями лёссовидного суглинка. Мощность 3,7 м.

Q₃³. 3. Песок серовато-желтый, разнозернистый, с прослоями сильно глинистого песка, особенно в верхней части, которые ожежены и имеют марганцовистые новообразования. Нижняя часть слоя представлена хорошо сортированным песком. Частицы песка окатаны, железистых рубашек не имеют. Чередуются четкие горизонтальные прослои песка различной крупности. Видимая мощность 9,5 м.

Профили ископаемых почв данного разреза, кроме верхней, имеют двухчленное строение:

А - 180-200 см. Серовато-коричневый, в верхней части более светлый, разбит сетью трещин усыхания, заполненных вышележащим суглинком, суглинистый, опесчанен, по всему горизонту видна редкая железисто-марганцовистая пунктация, встречаются мелкие угольки размером до 0,5 см. Карбонаты представлены псевдомицелием.

В - 200-240 см. Желтовато-коричневый, суглинистый, пористый, ходы корней растений, редкие охристые пятнышки и рыхлые железистые бобовины до 0,4 см, карбонаты в виде псевдомицелия и белоглазки размером до 0,5 см.

С - 240-340 см. Желтовато-серый, легкосуглинистый, опесчанен, пористый, ходы корней растений, редкие охристые пятнышки, псевдомицелий и белоглазка размером до 0,5 см.

В гумусовом горизонте верхней ископаемой почвы найдены кости крупного млекопитающего, относящегося к семейству Bovidae (определение Н.Д. Оводова):

А - 340-360 см. Неоднородно окрашенный, в нижней части темно-коричневый, местами черный, в верхней части - серый до светло-серого, суглинистый, опесчанен, пористый, пронизан ходами корней растений. Встречаются угольки размером до

0,5 см, чаще всего в суглинке черного цвета, карбонатный псевдомицелий и мелкие размером до 0,7 см карбонатные журавчики, редкие охристые пятнышки. В верхней части горизонт разбит сетью трещин усыхания, осветлен. Нижняя граница четкая в виде языков-затек и тонких трещин. Поры диаметром до 10 см.

С - 360-460 см. Желтовато-серый, легкосуглинистый, пористый, ходы корней растений, встречается псевдомицелий и мелкие карбонатные журавчики размером до 0,8 см, редкие до 0,3 см глеевые и охристые пятнышки. В нижней части горизонта увеличивается количество карбонатов в виде белоглазки и журавчиков, появляются более крупные пятна оглеения.

А - 460-485 см. Горизонт, представленный языками, завихрениями, складочками темно-коричневого, темно-серого и черного цвета, суглинистый. Завихрений по внешнему краю оконтурены полосками и пятнами охристого цвета, в складках встречаются угольки размером до 1 см. Выше "растасканного" гумусового горизонта четко прослеживается оглеенный прослой, в котором в изобилии отмечаются скопления карбонатов, выполяющих пустоты от растительных остатков, охристые и глеевые пятна.

С - с 485 см. Желтовато-коричневая супесь, с пятнами ожелезнения и оглеения.

Таким образом, по общему облику педокомплекса, морфологической характеристике каждой из почв, а также характерным признакам, приобретенным почвами в результате вторичных преобразований, наличию углистых остатков в гумусовых горизонтах почв, глубине и условиям залегания их можно условно отнести данные почвы по времени формирования как к кратковременным потеплениям сартанской стадии, так и к каргинскому (среднеюрскому) интерстадиалу. Несколько позднее полученная дата по сумме фракций гуминовых кислот из аккумулятивного горизонта верхней почвы - 24900 ± 380 лет назад (ИГАН-199) хорошо согласуется с предварительными косвенными выводами о возрасте этих почв.

На левом берегу у пос. Огурцово несколько оврагов расчлениют отложения, слагающие наиболее возвышенную часть Толмачевской террасы, прислоненную к увалу, сложенному осадками краснодубровской свиты, и в том числе верхнюю часть с гумусированными прослоями. Подробное описание разреза приведено выше, остановимся лишь на описании гумусированных прослоев, которые на основании стратиграфического положения, строения разреза и имеющихся радиоуглеродных дат отнесены к каргинскому интерстадиалу.

Гумусированные прослой темно-коричневого цвета (в некоторых местах серого) суглинистые, вскипают, "растасканы" по склону в виде пятен, прослоев, в линзах скопление древесного угля. Материал из гумусированных прослоев пористый с ходами корней расте-

ний, толщина прослоев колеблется от 5 до 1,5 см. Подобное строение прослоев свидетельствует о перемещении по склону после их формирования. Прослой разделены серовато-желтым лёссовидным суглинком, мощность которого между верхним и средним гумусированными прослоями равна 30 см, а средним и нижним — 45 см. Слои лёссовидного суглинка пористые, со следами ходов корней растений, встречаются охристые и глеевые пятна, карбонаты в виде белоглазки и псевдомицелия.

Такой же по строению разрез (см. рис. 29) обнажается вблизи карьера Борок в стенках оврага, прорезающего сниженную краевую часть Обь-Инского междуречья. В толще лёссовых отложений прослеживаются три гумусированных, очень видоизмененных вторичными процессами прослоя. Верхний имеет толщину 10–20 см. При этом гумусированный материал образует пятна и неправильные прослойки, часто не смыкающиеся друг с другом. Степень гумусированности материала различна, от черного до слабо серого, часто встречаются кусочки угля. Ниже охарактеризованного горизонта залегает желтовато-серый легкий суглинок, в котором содержатся раковины наземных моллюсков (*Succinea* sp., *Pupilla* sp., *Vallonia* sp.) плохой сохранности. Ниже расположены два сближенных параллельных друг другу ископаемых гумусовых прослоя. Они представлены пятнами, прослойками и прожилками, встречаются скопления карбонатных новообразований и кусочки древесного угля, залегающего в линзах гумусированного материала. Местами в нижнем погребенном горизонте гумус заполняет клинья, затеки, трещины, заходящие в нижележащий слой. Это указывает на вторичное преобразование почв в условиях криогенеза, когда гумусированный материал перемещался по трещинам вниз.

Сделать какой-либо определенный вывод о генезисе гумусированных прослоев по морфологическим описаниям затруднительно, так как они значительно преобразованы под действием мерзлотно-солифлюкционных процессов и не дают полного представления о мощности и характере первоначального гумусового горизонта. Однако по цвету и характеру суглинка гумусированных пятен, прослоев, складок, наличию карбонатов в каждом из разделяющих прослой суглинке можно констатировать, что первоначально почвы формировались в условиях довольно теплого климата. Большое количество кусочков древесного угля, в том числе и довольно крупных, свидетельствует о произрастании не только травянистой и кустарничковой, но и, возможно, древесной растительности.

На основании изучения разрезов, часть которых приведена в работе, видно, что искитимский педокомплекс обычно состоит из двух ископаемых почв, разделенных прослоем лёссовидного суглинка, мощность которого колеблется от 0,25 до 1,4 м. Сохранность ископаемых почв в разрезах неодинакова: в одних случаях верхняя почва почти полностью уничтожена, за исключением сохранившихся фрагментов гумусового горизонта и материнской породы, в других присутствуют обе почвы, но гумусовый горизонт нижней значительно преобразован под действием мерзлотно-солифлюк-

Таблица 8

Механический состав верхней искитимской почвы (Мраморный карьер)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	CO ₂ , %	H ₂ O, %	Потеря при обработке с HCl, %
is ₂	A	290-320	290-300	2,2	3,18	13,4
			310-320	1,4	3,02	9,3
	B	320-360	330-340	1,9	2,61	13,0
			350-360	1,5	2,74	11,8
C	с 360	370-380	2,3	2,70	10,4	

Таблица 9

Валовой состав верхней искитимской почвы (Мраморный карьер)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	CO ₂ , %	В % к безводной и бескарбонатной почве	
					SiO ₂	Al ₂ O ₃
is ₂	A	290-320	290-300	2,18	64,4	12,82
			310-320	1,40	67,6	17,11
	B	320-360	330-340	2,25	67,5	16,91
			350-360	1,90	69,5	15,99

ционных процессов, в третьих обе почвы имеют хорошую сохранность.

В полном профиле верхней искитимской почвы можно выделить серого цвета гумусовый горизонт, слабо прослеживающийся иллювиальный и горизонт С с карбонатной белоглазкой, псевдомицелием и иногда мелкими журавчиками. В профиле почвы встречаются норы землероев диаметром до 12 см, заполненные лёссовидным суглинком или гумусированным материалом.

По механическому составу данная почва относится к иловато-крупнопылеватым тяжелосуглинистым (табл. 8) и иловато-крупнопылеватым среднесуглинистым. Данные механического состава не показывают перераспределения илистой фракции по профилю почвы, в аккумулятивном горизонте содержание ее достигает 29,6% (Мраморный карьер) при последовательном уменьшении к горизонту С. Из фракций физической глины преобладает крупная пыль от 44 до 54% в горизонте С (Мраморный карьер). Незначительный процент составляет фракция песка.

Данные валового химического анализа (табл. 9) не обнаруживают существенных различий по генетическим горизонтам почвы. Содержание окиси кремния слабо варьирует по профилю, практически не изменяется. Содержание окиси железа по горизонтам стабильно и колеблется в пределах 4,2-4,7%. Величина окиси алюми-

Размер фракции, мм; содержание, %						
0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
0,0	4,6	44,7	9,5	11,6	29,6	50,7
0,0	8,3	46,4	8,3	9,3	27,7	45,3
0,0	10,0	48,8	6,0	9,0	26,2	41,2
0,0	11,1	48,3	6,2	8,6	25,8	40,6
0,0	6,8	54,2	7,0	7,1	24,9	39,0

В % к безводной и бескарбонатной почве					Молекулярные отношения		
Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MnO	K ₂ O	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
4,23	17,05	8,59	0,07	2,30	8,23	35,67	6,69
4,32	21,43	5,73	0,09	2,42	6,55	37,67	5,65
4,54	21,45	8,06	0,09	2,22	6,59	37,33	5,60
4,70	20,69	6,18	0,09	2,24	7,25	38,66	6,70

ния в процентном отношении одинакова почти во всех горизонтах. Отмечается накопление силикатного кальция в гумусовом горизонте, что связано, вероятно, с биогенной аккумуляцией его и вымыванием карбонатов из вышележащей толщи.

Данные валового состава илстой фракции (табл. 10) не указывают на элювиально-иллювиальное перераспределение окиси кремния, железа и алюминия. Содержание окиси кремния составляет 58-55%, окиси железа - 11,5%, окиси алюминия меняется от 20,8 до 23,9% в горизонте С. Характерна аккумуляция окиси кальция в гумусовом горизонте и горизонте С. В целом распределение полуторных окислов в иле по генетическим горизонтам почти равномерно.

Таким образом, строение профиля, его морфологическая характеристика (гумусовый горизонт до 40 см мощности, неясно выраженный иллювиальный и горизонт С, наличие карбонатов в виде белоглазки в иллювиальном горизонте и скопление их в горизонте С, повсеместное присутствие ходов землероев), а также данные валового анализа почвы и илстой фракции, не обнаруживающие существенных различий по профилю почвы, относительная однородность механического состава свидетельствуют о формировании верхней искитимской почвы по черноземному типу.

Нижняя искитимская почва имеет хорошо дифференцированный на генетические горизонты профиль. Гумусовый горизонт мощностью

Таблица 10

Валовой состав илистой фракции верхней искитимской почвы
(Мраморный карьер)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	В % к прокаленной и бескарбонатной почве		
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	
is ₂	A	290-320	290-300	56,00	20,50	
			310-320	56,50	22,60	
	B	320-360	330-340	58,00	20,80	
			350-360	57,25	21,80	
	C	с 360	370-380	55,00	23,90	

до 40 см темно-серого цвета с коричневым оттенком, четче выраженный, чем в верхней почве - иллювиальный и карбонатно-иллювиальный горизонты, в котором встречаются псевдомицелий и мелкие пятнышки белоглазки, и горизонт С. Горизонты перерывы ходами землероев размером от 5 до 12. Перечисленные морфологические признаки нижней искитимской почвы характерны для почв черноземного ряда.

По данным механического анализа (табл. 11) видно, что нижняя искитимская почва представлена иловато-крупнопылеватым тяжелым и средним суглинком. Среди фракций механического состава преобладает крупная пыль (от 37 до 52%), количественное содержание которой увеличивается вниз по профилю.

Распределение илистой фракции по генетическим горизонтам неравномерно (табл. 11), отмечается некоторое накопление ее в горизонте В до 33%, что связано, вероятно, с наличием слабо выраженного иллювиального процесса. Песчаная фракция присутствует в незначительных количествах и составляет в среднем 10%. Несколько повышенное содержание данной фракции (до 20%) отмечается в нижней искитимской почве в карьере Мраморном. Вероятно, это можно объяснить тем, что почвы расположены здесь на склоне, вблизи долины Берди, поэтому осадок отлагался более грубого состава. Содержание илистой фракции в этом разрезе также имеет несколько пониженное значение.

Количество CO₂ карбонатов значительно увеличивается в аккумулятивном горизонте в связи со вторичным окислением профиля и возрастает в нижней части почвенной толщи, что связано с процессами формирования самой почвы. Генетические горизонты почвы во всех изученных разрезах характеризуются щелочной реакцией, значения pH колеблются в пределах 7,7-8,05. Высокая

В % к прокаленной и бескарбонатной почве

Молекулярные отношения

Fe_2O_3	R_2O_3	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
11,00	31,50	3,52	0,70	0,11	0,86	3,44
12,10	34,70	3,40	0,45	0,10	0,74	3,13
11,75	32,55	3,75	0,55	0,10	0,82	3,59
11,60	33,40	3,40	0,52	0,10	0,86	3,39
11,55	35,45	3,40	0,60	0,10	0,92	3,07

щелочность всех горизонтов связана с вторичным окарбоначиванием ископаемых почв и поэтому значения pH для уже вторично измененных ископаемых почв, как отмечают А. Bronger [1974] и Т.Д. Морозова [1975], недостоверны.

Данные валового анализа почвы и илстой фракции не обнаруживают существенных различий по генетическим горизонтам нижней почвы. Содержание окиси кремния невелико и колеблется в пределах 58-68% по профилю почвы, вскрытой в карьере Ложок (разрез 43, табл. 12), 59-67% - в разрезе 22 (табл. 13). Содержание окиси кремния в илстой фракции несколько ниже и составляет 53-56% (табл. 14). В распределении окиси кремния наблюдается некоторое накопление ее в нижней части гумусового горизонта (см. табл. 14) при последующем уменьшении вниз по профилю. В полном соответствии с распределением илстой фракции по профилю находится распределение окислов железа и алюминия. При некотором увеличении ила в иллювиальном горизонте отмечается и незначительное накопление этих окислов (см. табл. 12-14).

Величины молекулярных отношений $SiO_2 : R_2O_3$ в пределах профиля изменяются мало: от 5,3 до 7,6. Валовый кальций сосредоточен в основном в гумусовом горизонте и нижней части профиля.

Данные валового и механического анализов нижней искитимской почвы из разрезов карьеров Ложок (43), Мраморный и разреза 22 не обнаруживают существенных различий по профилю почвы. Незначительное накопление окиси кремния в нижней части гумусового горизонта, илстой фракции и полуторных окислов железа и алюминия в иллювиальном горизонте указывает на слабое развитие элювиально-иллювиального процесса.

Строение профиля, его морфологическая характеристика, наличие в нижней части почвы хорошо выраженного карбонатного го-

Таблица 11

Механический состав нижней искитимской почвы (Ложок - разрезы 43, 22)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	В % к безводной и бескарбонатной почве		
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
is ₂	Лесс С	280-300	240-250	64,00	18,11	5,80
			290-300	66,00	16,43	5,76
			300-310	64,00	18,15	5,99
is ₁	А	300-345	320-330	65,50	17,17	5,72
			330-340	68,30	15,61	5,66
	В	345-385	350-360	66,50	17,86	6,13
			370-380	66,50	17,52	5,78
			390-400	58,00	18,85	6,17
С	с 385					

Таблица 12

Валовой состав нижней искитимской почвы (Ложок - разрез 43)

Индекс почвы	Разрез	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	H ₂ O, %	CO ₂ , %	Потеря при обработке с HCl, %		
is ₁	43	А	300-345	300-310	3,3	1,40	5,7		
				310-320	3,4	0,80	6,4		
				320-330	3,3	0,40	5,1		
				330-340	3,2	0,30	4,4		
				350-360	3,8	0,10	2,4		
is ₁	22	В	345-385	370-380	3,5	0,10	2,0		
				390-400	2,8	4,20	21,9		
				А	330-355	340-350	3,0	2,08	12,4
				В	355-390	360-370	3,4	0,41	4,6
				С	с 390	380-390	2,9	2,45	13,5
			400-410	2,2	1,93	11,7			
			420-430	2,4	2,29	14,2			

ризонта, нор землероев размером от 5 до 12 см, мелкие карбонатные конкреции в горизонте С и редкие пятнышки белоглазки в сочетании с данными механического и валового химического анализа позволяют эту почву рассматривать как почву чернозёмного типа.

Микроморфологическое исследование ископаемых почв позволило выявить некоторые черты их сходства и различия. Гумусовый горизонт верхней искитимской почвы буровато-коричневого цвета, более светлый в верхней части, чем в нижней имеет губчатое строение (рис. 30, А - см. вкл.). Почвенная масса состоит из агрегатов пер-

Размер фракции, мм; содержание, %						
1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001	< 0,01
0,0	8,7	41,6	10,4	8,5	30,8	49,7
0,0	10,0	37,2	11,8	9,1	31,9	52,8
0,0	11,9	38,6	8,8	11,3	29,4	49,5
0,0	10,1	39,3	12,6	9,4	28,6	50,6
0,0	11,0	41,6	9,5	6,4	31,5	47,4
0,0	14,0	38,9	12,2	5,7	29,2	47,1
0,0	11,2	43,9	6,8	7,7	30,4	44,9
0,0	12,9	37,2	7,4	11,7	30,8	49,9
0,0	13,0	34,3	9,3	10,4	33,0	52,7
0,0	7,4	42,7	8,5	9,1	32,3	49,9
0,0	10,9	51,6	8,8	7,2	21,5	37,5
0,0	8,2	48,6	9,5	7,7	26,0	43,2

В % к безводной и бескарбонатной почве							Молекулярные отношения
R ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	TiO ₂	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
23,91	1,95	4,61	2,34	1,67	0,16	1,26	4,8
22,19	2,01	4,08	2,02	2,22	0,17	1,26	5,5
24,13	1,83	4,38	2,36	1,99	0,18	1,27	4,8
22,89	1,94	3,93	2,56	1,94	0,18	0,94	5,2
21,27	2,06	2,97	2,44	1,84	0,16	1,03	6,0
23,99	1,98	2,54	2,50	1,98	0,16	1,23	5,3
23,30	1,98	2,30	2,35	2,07	0,16	1,27	5,3
25,02	2,21	9,22	2,21	2,22	0,18	1,17	4,4

вого и второго порядка, причем преобладают первые. Форма агрегатов от округлой (преобладает) до овальной и угловатой. Агрегаты оформлены нечетко, не имеют пленок, их размеры составляют 0,05-0,35 мм, отделены друг от друга системой разветвляющихся межагрегатных и внутриагрегатных пор. В горизонте часто встречаются поры биогенного происхождения, округлой и каналовидной формы размером 0,05-0,70 мм. Органическое вещество находится в скоагулированном состоянии и образует агрегаты первого порядка, состоящие из изотропной глинисто-гумусовой плазмы, включающей равномерно распределенные зерна минерального скелета.

Таблица 13

Валовой состав нижней искитимской почвы (Мраморный карьер, разрез 22)

Индекс почвы	Разрез	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	CO ₂ , %	В %	
						SiO ₂	
is ₁	Мраморный	A	390-420	390-400	0,06	71,11	
		B	420-440	400-410	0,06	70,63	
		A	330-355	420-430	1,08	65,33	
is ₁	22	A	330-355	340-350	2,08	64,68	
		B	355-390	360-370	0,41	67,07	
		C	с 390	380-390	2,45	65,86	
				400-410	1,93	66,30	
				420-430	2,29	59,10	

В агрегатах встречаются черные мелкие гумоны, отмечаются по горизонту углистые частички. Новообразования представлены единичными бурыми конкрециями размером 0,05-0,20 мм, мелкокристаллический кальцит сконцентрирован вокруг пор и встречается в скоплениях в плазме.

Иллювиальный горизонт желтовато-бурого цвета, несколько плотнее вышележащего, хорошо агрегирован (см. рис. 30,Б). Агрегаты более крупных размеров (0,16-0,65 мм), чем в горизонте А, округлой, удлиненной и редко остроугольной формы, разделены системой межагрегатных пор, преобладают поры округлой и каналовидной формы размером 0,16-0,56 мм. Тонкодисперсная глинистая масса имеет крупночешуйчатую структуру, ориентирована слабо, но ее двупреломление возрастает по краям округлых микроагрегатов. Горизонт карбонатный, мелкозернистый кальцит располагается вокруг пор и участками среди почвенной массы. Новообразования представлены редкими конкрециями буровато-коричневого цвета размером до 0,24 мм. Встречаются углистые частички.

Горизонт С несколько светлее иллювиального, пористый, агрегаты округлой и остроугольной формы, меньших размеров, чем в горизонте В, преобладают зерна минерального скелета, представленные кварцем, плагиоклазом, микроклином, роговой обманкой (см. рис. 30,В). Мелкозернистый кальцит имеет такие же формы, как и в горизонте В, но его значительно меньше.

Верхняя искитимская почва имеет микроморфологическое строение, характерное для черноземов. Это выражается в достаточно хорошей агрегированности и сложении почвенной массы, скоагулированности глинисто-гумусовой плазмы, слабой ее ориентированности.

к прокаленной и бескарбонатной почве							Молекулярные отношения
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	MnO	SO ₃	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
17,81	6,08	23,99	2,06	2,52	0,09	0,09	5,4
16,01	5,59	21,60	2,06	2,44	0,09	0,08	5,9
16,50	4,10	20,60	5,24	2,20	0,08	0,08	5,7
17,94	4,40	22,34	7,10	2,53	0,09	0,08	5,1
19,17	6,24	25,41	2,40	2,42	0,08	0,09	5,0
16,86	5,37	22,23	8,11	2,36	0,08	0,08	5,5
17,69	7,02	24,71	6,67	2,26	0,08	0,09	7,4
19,44	6,04	24,48	7,67	2,04	0,08	0,09	4,5

Гумусовый горизонт нижней искитимской почвы коричневатого цвета, хорошо агрегирован, губчатого строения (рис. 31, А-см. вкл.). Присутствуют агрегаты первого-третьего порядков, разделенные системой узких извилистых межагрегатных и внутриагрегатных пор. Агрегаты имеют округлую, овальную и остроугольную форму, состоят из гумусово-глинистой плазмы, включающей зерна минерального скелета. Размер агрегатов от 0,08 до 0,64 мм. Гумусово-глинистая плазма изотропна, крупночешуйчатого строения. В горизонте присутствует много крупных пор округлой и каналовидной формы размером 0,16-0,56 мм. Органическое вещество скоагулировано и образует агрегаты первого порядка, в которых встречаются черные мелкие гумоны. Есть углистые частички и разложившиеся растительные остатки. Мелкозернистый кальцит образует ореолы вокруг пор и обособления в плазме. Новообразования представлены желтовато-красными однородными и концентрического строения конкрециями от 0,11 до 0,40 мм.

Иллювиальный горизонт имеет однородную желтовато-коричневую окраску, рыхлое микросложение, обусловленное агрегированностью (см. рис. 31, В). Агрегаты простые, округлой и удлиненной формы, состоят из железисто-глинистой плазмы, пропитанной мелкозернистым кальцитом (см. рис. 31, В), их размер составляет 0,08-0,48 мм. Они отделены межагрегатными порами, встречаются также округлые и каналовидные поры размером до 0,60 мм. Отмечаются крупные агрегаты, в которых выделяются округлые и овальные агрегаты меньших размеров, представляющие оолитоподобные образования. В горизонте присутствуют участки, для которых характерна параллельно-волокнистая ориентировка железисто-глинистой плазмы. В основном плазма имеет чешуйчатую структуру, изотропна, слабо ориентирована. Конкреции встречаются редко и имеют

Таблица 14

Валовой состав илстой фракции нижней искитимской почвы
(Ложок - разрез 43)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	В % к прокаленной и бескарбонатной почве	
				SiO ₂	Al ₂ O ₃
is ₁	A	300-345	300-310	53,00	27,50
			330-340	56,00	23,10
	B	345-385	350-360	54,00	25,50
			370-380	55,00	23,10
C _K	c 385	390-400	54,50	23,40	

небольшие размеры до 0,16 мм. Мелкозернистый кальцит в скоплениях и отдельными зернами встречается больше всего в нижней части горизонта. Видны мелкие углистые частицы.

Почвообразующая порода несколько светлее иллювиального горизонта, агрегирована, пориста, агрегаты нечетко оформлены, аналогичных размеров, что и в горизонте В (см. рис. 31,Г). Видны углистые остатки, горизонт меньше оглинен, фсрмы новообразований и выделений карбонатов те же, но мелкокристаллического кальцита меньше.

Таким образом, микроморфологическая характеристика нижней искитимской почвы во многом сходна с характеристикой верхней почвы, но отличается по следующим признакам: лучшей агрегированностью гумусового горизонта (агрегаты 1-3 порядка), наличием в иллювиальном участках с параллельно-волокнутой ориентировкой глинистой плазмы, что свидетельствует о незначительной подвижности ее, а также железисто-глинистых пленок на зернах первичных минералов, увеличением количества плотных конкреций концентрического строения.

В обеих почвах искитимского комплекса содержание органического углерода составляет 0,64-0,71% в горизонте А и сокращается в 2-3 раза в нижележащем горизонте В.

Почвы данного педокомплекса неодинаковы по составу гумуса, соотношению в них основных компонентов гумусовых веществ и свойствам гумусовых кислот, что свидетельствует о нескольких условиях их формирования. Верхняя искитимская почва содержит в аккумулятивном горизонте гуминовых кислот от 23 до 29% от общего углерода. Ниже по профилю (в горизонте В) доля участия их в формировании системы гумусовых веществ данного горизонта резко снижается (до 8%), в то время как в нижней почве гуминовые кислоты составляют 44-54% от общего содержа-

В % к прокаленной и бескарбонатной почве

Молекулярные отношения

Fe_2O_3	R_2O_3	MgO	CaO	MnO	TiO ₂	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
11,90	39,40	3,00	0,45	0,11	0,92	2,58
11,60	34,70	3,50	0,42	0,12	0,92	3,10
11,80	37,30	3,40	0,50	0,11	0,84	2,81
12,20	35,30	3,70	0,55	0,14	0,90	2,97
11,25	34,65	3,90	2,00	0,16	0,95	3,03

ния органического вещества в горизонте А и 13–34% в горизонте В. Количество фульвокислот в горизонтах А обеих почв искитимского педокомплекса довольно близко, в среднем 22–28% от общего углерода (табл. 15). Негидролизуемые формы гумусовых веществ составляют около или более 50% в верхней почве и в горизонте В – нижней. В целом нижняя почва имеет невысокое содержание негидролизуемого остатка.

На высокое содержание гуминов (негидролизуемого остатка) и даже на преобладание их над другими компонентами органического вещества указывают большинство авторов, исследовавших органическое вещество разновозрастных ископаемых почв [Глушанкова, 1971а, б, 1972, 1974, 1977; Глушанкова, Аммосова, 1974; Морозова, Чичагова, 1968]. Однако имеются данные, указывающие на сравнительно небольшое содержание негидролизуемых форм гумусовых веществ в составе органического вещества. Так, О.А. Чичагова [1961] отмечает, что в составе гумуса ископаемой серой лесной почвы содержание гуминов составляет 20–30%, и подчеркивает, что гумус ископаемых почв черноземного ряда имеет сравнительно небольшой негидролизуемый остаток. Следует отметить, что негидролизуемый остаток, выделенный при анализе состава гумуса почв примененным методом, во всех почвах несколько ниже за счет выделения гидролизуемых $0,02n$ NaOH при 6-часовом гидролизе гумусовых кислот, чем при применении метода М.М. Кононовой и Н.Н. Бельчиковой [1961], с помощью которого в основном получены материалы по ископаемым почвам.

Более высокое содержание негидролизуемых форм гумусовых кислот в верхней почве может также свидетельствовать о более сухих, более гумидных условиях ее формирования по сравнению с нижней почвой, которая формировалась, по-видимому, в условиях степи.

Таблица 15

Состав гумуса почв искитимского комплекса по методу И.В. Тюрина (ганическому углероду почвы)

Индекс почвы	Разрез	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	Общий углерод, % к почве	Гуминовые	
						II*	III
is ₂	Мраморный карьер	A	290-330	270-280	0,44	8,4	5,9
				290-300	0,65	18,1	5,2
				310-320	0,71	20,7	8,6
is ₁	22	A	330-360	330-340	0,39	4,4	3,6
				390-420	0,64	36,4	7,7
is ₁	22	A	390-420	390-400	0,48	15,6	4,4
				400-410	0,69	46,2	7,7
is ₁	22	B	330-355	340-350	0,26	29,6	4,4
				355-390	0,26	29,6	4,4

*Фракция I гуминовых кислот в составе гумуса отсутствует.

Изменение $C_{ГК}:C_{ФК}$ по профилю верхней искитимской почвы больше (см. табл. 15). Отмечается некоторое увеличение отношения в нижней части горизонта А и резкое снижение его до 0,30 в горизонте В. Это может свидетельствовать о том, что условия формирования данной почвы были близки к лесостепным. Подобное увеличение отношения $C_{ГК}:C_{ФК}$ в нижней части горизонта А, в A_1A_2 или АВ для современных серых лесных почв, черноземов выщелоченных и других типов почв лесостепной зоны отмечали очень многие исследователи [Пономарева, 1956, 1964; Мясникова, 1956; Урусевская, 1963; Чагина, 1960, 1962; Кононова, 1963; и др.].

Нижняя искитимская почва имеет отношение $C_{ГК}:C_{ФК}$, достигающее 1,6-1,8 в гумусовых горизонтах, незначительно снижающееся в нижележащей толще (см. табл. 15).

Более равномерное изменение по профилю отношения $C_{ГК}:C_{ФК}$ при высоком содержании гуминовых кислот в нижней почве, а также характерное для почв лесостепного ряда распределение основных групп гумусовых веществ в верхней почве свидетельствуют о различных гидротермических условиях их формирования и позволяют предположить, что верхняя почва формировалась в условиях лесостепи, т.е. в более гумидных условиях, чем нижняя.

Как отмечалось ранее, не менее существенное значение для выяснения направления современного почвообразования имеет фракционный состав гумуса, хотя по отношению к ископаемым почвам данные по фракционному составу гумуса не могут дать столь же надежные результаты о направлении почвообразования, что связано с диагенезом почв во времени.

Фракционный состав почв искитимского педокомплекса характеризуется отсутствием первой фракции гуминовых кислот. Наименьшим общим содержанием гуматов кальция отличается верхняя почва

кислоты	Фульвокислоты				Раствори- мые ве- щества	Негидроли- зуемый ос- таток	$\frac{C_{ГК}}{C_{ФК}}$
	Сумма	Ia	I+II	III			
14,3	3,6	12,7	3,6	19,9	34,2	65,8	0,72
23,3	8,3	12,3	2,5	23,1	46,4	53,6	1,01
29,3	6,1	8,6	7,7	22,4	51,7	48,3	1,30
8,0	7,6	12,9	6,1	26,6	34,6	65,4	0,30
44,1	10,0	15,9	1,4	27,3	71,4	28,6	1,61
20,0	10,6	6,5	1,2	18,3	38,3	61,3	1,09
53,9	9,7	15,0	3,8	28,5	82,4	17,6	1,88
34,0	15,0	14,2	3,8	33,0	67,0	33,0	1,03

(в среднем 19%). Максимум содержания черных гуминовых кислот приходится на нижнюю часть аккумулятивного горизонта при резком уменьшении в горизонте ВС, что характерно для современных почв лесостепной зоны [Мясникова, 1956; Чагина, 1962; Урусевская, 1963; Кононова, 1963; Пономарева, 1964; Плотникова, Понома-рева, 1976, 1977].

Высокое количество гуматов Са отмечается в горизонте А нижней почвы (36,4 и 46,2%). При характеристике фракционного состава гумуса бердских ископаемых почв приводились данные отношения $C_{ГК}:C_{ФК}$ фракции, связанной с кальцием. Было показано, что отношение это близко к таковым современных почв, сформированным предположительно в таких же условиях, как и ископаемые почвы. Так, отношение $C_{ГК}:C_{ФК}$ фракции, связанной с кальцием, в почвах степного и лесостепного ряда всегда значительно больше 1,0, а для почв таежных – меньше 1,0. В нижней искитимской почве это отношение составляет от 1,7 до 3,1. В верхней почве оно изменяется от 0,34 в горизонте В до 2,4% в нижней части горизонта А. Значительное преобладание гуматов кальция над фульвокислотами, которые эфирными связями соединены с ними в комплексы – фк фракции II [Тюрин, 1954], говорит о гуматном типе гумусового режима исследуемых почв в период их активного функционирования.

Содержание кислоторастворимых фульвокислот (фракция Ia) распределяется по профилям почв довольно равномерно, и лишь в горизонте В нижней искитимской почвы можно отметить их незначительное иллювирувание. Искитимские почвы отличаются от бердских тем, что здесь во всех без исключения образцах обнаружены гуминовые кислоты (в больших количествах) и фульвокислоты (в несколько меньших количествах), связанные с глинистыми минералами почв.

В целом гумусовый профиль нижней почвы, характеризующийся преобладанием гуминовых кислот в составе растворимого гумуса, небольшой долей негидролизующих форм гумусовых веществ, более равномерным снижением как общего гумуса, так и одного из характерных показателей его состава — отношения $C_{ГК}:C_{ФК}$, позволяет проводить аналогию в составе органического вещества этих почв и современных почв черноземного ряда.

Верхняя искитимская почва имеет иные характеристики гумусового профиля, которые свидетельствуют, что данная почва формировалась в более гумидных условиях, чем нижняя, вероятно, в условиях лесостепи. Обе ископаемые почвы развивались по типу черноземов, в условиях, близких к современным, но не достигли зрелости профиля современных почв. Это связано, вероятно, с меньшей продолжительностью времени их формирования. Нижняя искитимская формировалась более длительный промежуток времени, чем верхняя, о чем свидетельствует лучшая дифференциация ее профиля на горизонты.

Впервые суминская ископаемая почва описана И.А. Волковым в 1969 г. в восточной части усадьбы совхоза Озерский, в месте раскопа стоянки верхнепалеолитического человека на Волчьей Гриве и в карьерах кирпичного завода совхоза Озерский, находящихся в южной окраинной части этой же Волчьей Гривы [Алексеева, Волков, 1969]. Волчья Грива расположена в юго-восточной части слабо расчлененной равнины Барабинской степи, между пос. Озерки и центральной усадьбой совхоза Озерский и вытянута в восток-северо-восточном направлении. Суминская ископаемая почва, на которой залегают кости мамонта, находится на глубине 1–2 м и, по описанию И.А. Волкова [Алексеева, Волков, 1969], представлена прослоем зеленовато-серого алевролита, сильно карбонатного, существенно отличающегося от ниже- и вышележащей породы. Материнской породой для данной почвы является песок — светлый, коричневатый-желтый, слабо уплотненный, в котором встречаются норы землероев размером от 8,5 до 12 см. Норы заполнены неравномерно гумусированной супесью и желтовато-коричневым песком. По костям мамонта, залегающим на этой почве, Л.В. Фирсовым и Л.Л. Орловой [1971] получена радиоуглеродная дата 14200 ± 150 лет назад (СОАН-78), свидетельствующая о позднеледниковом возрасте захоронения костей. Та же ископаемая почва прослежена И.А. Волковым [1971а] в карьере кирпичного завода пос. Суминское.

По исследованиям, проведенным в районе Волчьей Гривы и близ пос. Суминское, установлено, что данная почва слабо выражена и представлена иллювиальным горизонтом мощностью до 30 см с неясно-комковато-призматической структурой. Верхняя часть горизонта неравномерно срезана процессами денудации. В стратотипе на месте стоянки древнего человека описано несколько расчисток, в которых сверху вниз обнажаются слои (рис. 32):

Q₃₋₄ бг. 1. Современный чернозем выщелоченный представлен гумусовым горизонтом черного цвета мощностью 30 см, пере-

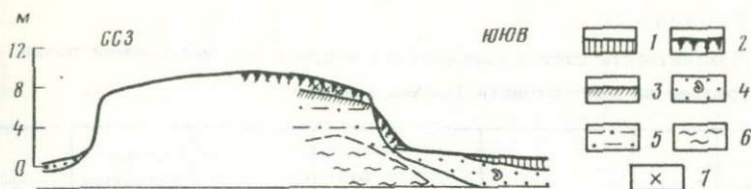


Рис. 32. Строение восточной части Волчьей Гривы (по И.А. Волкову, 1971)

1 - голоценовый озерный песок и торф; 2 - голоценовый лёссовидный делювиальный суглинок и современная почва; 3 - суминская почва; 4 - позднечетвертичный озерный песок с раковинами моллюсков; 5 - позднечетвертичный эоловый глинистый лёссовидный алевроит и песок; 6 - среднетвертичный субаквальный лёссовидный суглинок; 7 - костеносный горизонт

ходным, неоднородно окрашенным (АВ - 20 см) и иллювиальным - желтовато-коричневым, комковато-призматическим с ходами корней растений. Чернозем сформировался на коричневато-желтом, менее плотном, чем вышележащий горизонт, супесчаном материале. Мощность 1,1 м.

Q_3^4 sm. 2. Суглинок легкий, желтовато-коричневый с белесым оттенком (за счет скопления карбонатов), комковатый, много ходов корней растений, плотный. На поверхности горизонта и в нижней части слоя 1 - скопление костей мамонта. Карбонаты в горизонте представлены псевдомицелием, белоглазкой и имеют прямое отношение к генезису современной почвы. Верхняя граница горизонта неровная, разбита сетью трещин, часто пересекающих весь горизонт. Данный прослой является иллювиальным горизонтом суминской ископаемой почвы. Мощность до 0,4 м.

Q_3^4 . 3. Песок светлый, коричневато-желтый, слабо уплотненный. В нем встречаются более темные прослои глинистого песка. Отмечаются норы землероев размером до 10 см. Видимая мощность 0,7 м.

В карьерах кирпичного завода совхоза Озерский также описан ряд расчисток, что позволило проследить строение суминской ископаемой почвы, выявить наиболее характерные морфологические ее особенности. В карьере сверху вниз обнажаются следующие слои:

Q_{3-4} bg. 1. Чернозем выщелоченный, профиль которого дифференцирован на генетические горизонты А, АВ, В. Сформировался на супеси коричневато-желтого цвета, слабо уплотненной, не вскипающей. Переход в следующий слой заметен по цвету, плотности, скоплению карбонатов. Основание слоя резкое. Мощность 1,1 м.

Q_3^4 sm. 2. Желтовато-коричневый с белесым оттенком суглинок, бурно вскипает, неясно-комковато-призматический, густо пронизан ходами корней растений. В верхней части - скопление

Таблица 16

Механический состав современной и суминской ископаемой почвы
(разрез на местостоянки Волчья Грива)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	H ₂ O, %	Потеря при обработке с HCl, %	CO ₂ , %
	A	0-30	10-20	3,4	3,0	0,06
	B	30-70	55-65	3,4	2,6	0,06
	C	70-110	80-90	3,3	2,4	0,06
sm	B	110-140	120-130	2,9	11,1	1,81
	C	140-200	150-160	2,3	7,6	1,07
			180-190	2,2	7,7	1,16

Таблица 17

Механический состав современной и суминской ископаемой почвы
(карьер Суминского кирпичного завода)

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	H ₂ O, %	Потеря при обработке с HCl, %	CO ₂ , %
	A	0-30	10-20	3,30	3,50	0,06
	AB	30-50	30-40	2,52	2,40	0,06
	B	50-80	50-60	2,36	2,0	0,06
	C	80-110	70-80	2,37	1,6	0,04
	C	80-110	90-100	2,32	7,4	0,99
	B	110-150	130-140	3,09	9,4	1,45
sm	C	150-230	170-180	2,34	7,5	1,12
			200-210	1,9	5,4	0,49

карбонатов в виде мелкой белоглазки и присыпки. Поверхность слоя неровная, разбита трещинами шириной у основания от 2-5 см и уходящих вглубь до 12 см. Мощность 0,3 м.

Q₃⁴.3. Коричнево-серый песок с серовато-желтым суглинистым прослоем, разнозернистый, вскипает. Видимая мощность 0,8 м.

Таким образом, иллювиальный горизонт суминской почвы прослеживается довольно четко по обилию ходов корней растений, относительно более тяжелому механическому составу, повышенной плотности и неясно-комковато-призматической структуре. В карьере он залегает с глубины 1,1 м. Вверх по склону сокращается мощность самого горизонта и уменьшается глубина его залегания до 0,7 м. В качестве опорного разреза, где прослежена суминская почва,

Размер фракции, мм; содержание, %						
1- 0,25	0,25- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001	< 0,01
7,8	38,3	13,1	4,7	8,3	27,8	40,8
6,5	37,1	12,6	3,8	8,3	31,7	43,8
6,6	42,0	11,3	2,6	6,9	30,6	40,1
5,8	39,6	14,8	1,8	6,0	32,0	39,8
6,0	49,9	13,4	0,9	5,0	24,8	30,7
3,4	59,2	7,8	2,2	4,2	23,2	29,6

Размер фракции, мм; содержание, %						
1- 0,25	0,25- 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	< 0,001	< 0,01
11,0	38,1	16,7	4,2	9,1	20,9	34,2
13,5	38,9	10,9	1,6	7,7	27,4	36,7
12,5	48,3	6,5	4,0	4,5	24,2	32,7
8,2	54,9	6,1	2,0	5,6	23,2	30,8
9,7	46,5	9,8	4,3	3,9	25,8	34,0
4,5	31,4	16,3	6,6	8,4	32,8	47,8
2,9	55,0	10,0	2,9	4,6	24,6	32,1
10,4	57,6	6,5	2,0	3,7	20,8	26,5

был взят разрез карьера в с. Суминское, имеющий следующее строение:

- Q₃₋₄ bg. 1. На желтовато-коричневом песке сформировался современный чернозем выщелоченный. Слой уплотнен, не вскипает, ходы корней растений. Нижняя граница горизонта неровная. Мощность 1,1 м.
- Q₃⁴ sm. 2. Желтовато-коричневый с белесым оттенком суглинок, вертикально трещиноватый, плотный, комковато-призматический, карбонатный. Карбонаты представлены псевдомицелием, белоглазкой. Мощность 0,5 м.
- Q₃⁴ 3. Сложно построенная толща разнозернистого горизонтально-слоистого песка. Чередуются прослойки песка различного минерального состава. Более светлые состоят главным образом

Таблица 18

Валовый состав суминской ископаемой почвы

Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Глубина взятия образца, см	H ₂ O, %	Гумус, %	П.п.п., %	SiO ₂	
Волчья Грива, разрез на месте стоянки								
sm	B	110-140	120-130	1,35	0,85	2,45	70,00	
			150-160	1,65	0,34	1,40	77,00	
	C	140-200	180-190	1,65	0,30	1,35	78,50	
Карьер Суминского кирпичного завода								
sm	B	110-150	90-100	1,88	0,25	1,55	74,00	
			130-140	1,86	0,51	2,40	68,00	
			170-180	1,85	0,30	1,55	74,00	
	C	150-230	200-210	1,77	0,22	1,55	77,50	

из зерен кварца и полевых шпатов, а темные прослои содержат значительную примесь зерен песка и даже гравия, состоящих из сухой глины. Видимая мощность слоя 1,1.

В данном разрезе суминская почва выделяется по сумме тех же признаков, что и в предыдущих разрезах. Верхняя граница иллювиального горизонта почвы повсюду неровная, разбита сетью трещин, заполненных вышележащим материалом, неравномерно срезана поверхностью денудации. Обилие карбонатов в горизонте объясняется наложением почвообразовательных процессов современной почвы. Иллювиальный горизонт суминской почвы явился горизонтом вымывания карбонатов из вышележащих отложений.

Механический состав иллювиального горизонта суминской ископаемой почвы в районе Волчьей Гривы представлен суглинком средним иловато-мелкопесчаным (табл. 16), в районе с. Суминское - тяжелым суглинком, который вниз по разрезу постепенно переходит в песок (табл. 17). Среди фракций механического состава преобладает в этом горизонте фракция мелкого песка и ила при незначительном содержании пыли. Наблюдается некоторое накопление илистой фракции в иллювиальном горизонте суминской почвы (см. табл. 16, 17) по отношению к выше- и нижележащему горизонту. Для рассматриваемого горизонта почвы характерно также относительное обогащение его валовым железом и аллювием (Al₂O₃ - 14,4 и 15,8%, Fe₂O₃ - 4,2 и 4,7%) по сравнению с содержанием их в подстилающей и перекрывающей толщах (Al₂O₃ - 13,5 и Fe₂O₃ - 3,6%) (табл. 18). Повышенные значения CO₂ и валового кальция в этом горизонте свидетельствуют о наложении на иллювиальный горизонт суминской почвы карбонатного горизонта современной почвы. Процентное содержание гумуса колеблется в пределах от 0,51 до 0,85% и характерно по величине для иллювиальных горизонтов современных почв лесостепи.

В % к безводной и бескарбонатной почве							Молекулярные отношения
Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$
Волчья Грива, разрез на месте стоянки							
14,40	4,20	18,60	1,48	4,25	1,51	2,04	6,90
12,20	3,20	15,40	0,78	2,66	1,49	1,76	9,10
11,10	2,90	14,00	0,88	2,31	1,46	1,78	10,1
Карьер Суминского кирпичного завода							
13,48	3,65	17,13	0,96	3,31	1,86	2,01	7,23
15,83	4,73	20,56	1,59	4,05	1,54	2,04	6,28
13,11	3,61	16,72	1,02	3,61	1,66	1,98	8,20
11,97	2,89	14,86	0,68	2,68	1,63	1,86	9,20

Химический анализ водной вытяжки не показывает засоления данной почвы (см. рис. 23, Б). Суминская почва в разрезе второй надпойменной террасы Второй Ельцовки имеет более тяжелый механический состав, в котором преобладает фракция крупной пыли. Распределение иллевой фракции по профилю свидетельствует о слабо выраженном иллювиально-эллювиальном процессе в этой почве.

Микроморфологическое строение иллювиального горизонта суминской почвы характеризуется следующими признаками. Горизонт коричневого цвета в верхней части (до светло-коричневого внизу), песчано-плазменного строения (рис. 33, А - см. вкл.), причем отмечаются участки оглиненные, и участки, состоящие преимущественно из зерен минерального скелета. Агрегаты первого порядка, округлой и чаще остроугольной формы, размером от 0,08 до 0,48 мм, разделенные системой извилистых пор-трещин (рис. 33, Б). Крупные поры округлой формы встречаются редко. Агрегаты состоят из глинисто-железистой массы, изотропной, глинистые минералы имеют параллельно-волоконистую ориентацию. Минеральный скелет представлен зернами кварца, плагиоклаза, роговой обманки и кальцита остроугольной, округлой и вытянутой формы размером 0,03-0,41 мм. Зерна скелета имеют глинисто-железистые оболочки. В горизонте встречаются конкреции коричнево-красного цвета размером до 0,08 мм. Таким образом, значительная оглиненность горизонта, оптическая ориентация глинистых минералов, пленки на зернах минерального скелета указывают на некоторое перемещение плазмы.

Сопоставление данных макро- и микроморфологии с результатами физико-химических анализов показывает, что в профиле суминской ископаемой почвы во время ее формирования был в некоторой степени развит элювиально-иллювиальный процесс. Сказать что-либо определенное о типе данной почвы пока что невозможно из-за отсутствия разрезов с хорошо сохранившимся профилем почвы.

ГУМИНОВЫЕ КИСЛОТЫ ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ПОЧВ

Хорошо известно, что в современных почвах условия почвообразования отражаются не только на составе гумуса, но и на основных свойствах гумусовых кислот, таких как элементный состав, молекулярный вес, соотношение различных составляющих периферической и ароматической частей молекул, оптических и других свойствах [Тюрин, 1937, 1949, 1951; Кононова, 1951, 1956, 1963; Орлов, 1970, 1974; и др.]. Поэтому выяснение индивидуальных особенностей молекул гумусовых кислот ископаемых почв позволит оценить сохранность или (и) глубину изменений при вторичных преобразованиях органического вещества, а также получить дополнительные критерии для классификационного разделения и сопоставления одновозрастных ископаемых почв.

Поскольку в составе гумуса исследованных позднеплейстоценовых почв Новосибирского Приобья преобладают гуминовые кислоты, связанные с кальцием, было предпринято исследование основных свойств именно этого компонента. Однако прежде чем перейти к оценке сохранности органического вещества и использованию данных о структуре гуминовых кислот для диагностики почв, необходимо уверенность в том, что из ископаемых почв общепринятыми методами выделены вещества, которые можно отнести к классу гумусовых.

Д.С. Орлов [1969, 1974], обобщив имеющиеся литературные данные по характеристике гумусовых кислот, а также используя оригинальные данные своих исследований, установил, что для отнесения органического веществ к классу специфических гумусовых

Таблица 19

Элементный состав гуминовых кислот разновозрастных ископаемых почв

Индекс почвы	Весовые проценты					
	С	Н	N	O	С/Н	С/O
br ₂	54,31	4,86	3,92	36,91	11,18	1,47
br ₂	54,80	4,32	3,46	37,42	12,69	1,46
br ₁	50,08	4,99	3,03	41,90	10,04	1,20
br ₁	49,23	5,18	2,89	42,70	9,50	1,15
is ₂	51,43	2,67	2,70	43,20	19,26	1,19
is ₁	51,08	4,08	2,99	41,85	12,52	1,22
is ₁	51,12	4,26	3,03	41,59	12,00	1,23

кислот (класс веществ с переменным составом) необходимо изучение ряда признаков, в частности элементного состава, характера инфракрасных и электронных спектров, степени гидролизуемости и других. Такая информация позволит нам с уверенностью отнести выделенные из ископаемых позднплейстоценовых почв органические вещества к классу гумусовых.

Данные, характеризующие элементный состав гуминовых кислот ископаемых почв, приведены в табл. 19 и свидетельствуют о том, что содержание углерода в гуминовых кислотах всех исследованных почв лежит в пределах, установленных для таковых современных почв, а соотношение основных элементов в молекулах вполне отвечает характеристикам, присущим классу гумусовых кислот [Орлов, 1974]. В то же время можно отметить, что соотношение элементов в молекулах гуминовых кислот разновозрастных почв является неодинаковым, что говорит о различиях в степени окисленности, обуглероженности, ароматичности молекул и является следствием различных условий формирования почв на протяжении позднего плейстоцена. Исключение составляет азот. Доля его участия в построении молекул (см. табл. 19, атомные проценты) гуминовых кислот всех почв одинакова.

Инфракрасные спектры гуминовых кислот, выделенных из горизонтов А разновозрастных ископаемых почв (рис. 34, 35), позволяют отметить общий мотив их построения и сходство со спектрами, полученными для современных почв другими авторами [Орлов и др., 1962; Орлов, 1974; и др.]. Различия между исследованными гуминовыми кислотами выражаются в основном в интенсивности отдельных полос, по которым также можно судить о большем или меньшем преобладании ароматической или алифатической частей в

C/N	Атомные проценты						
	C	H	N	O	C/H	C/N	C/O
13,85	38	40	2	20	0,94	16,14	1,96
15,84	40	38	2	20	1,07	18,22	1,96
16,53	35	41	2	22	0,84	18,97	1,59
17,04	34	42	2	22	0,80	19,57	1,54
19,05	44	27	2	27	1,67	22,49	1,59
17,08	38	36	2	24	1,05	20,22	1,62
16,87	38	37	2	23	1,01	19,33	1,64

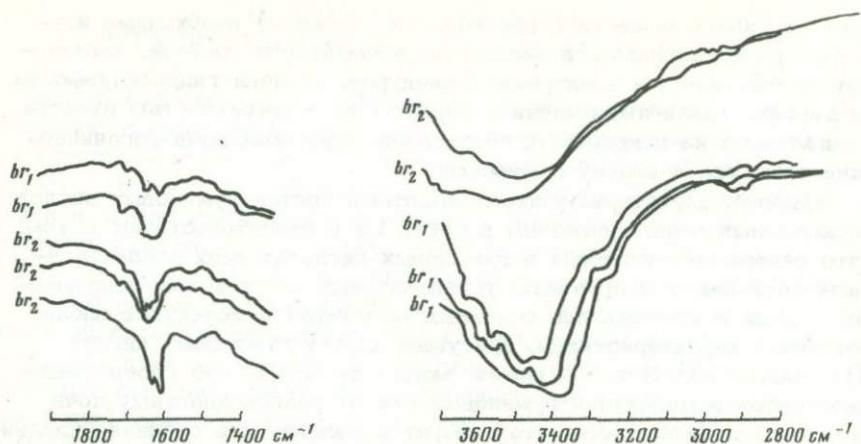


Рис. 34. Инфракрасные спектры гуминовых кислот почв бердского педокомплекса в разрезе карьера близ ст. Ложок

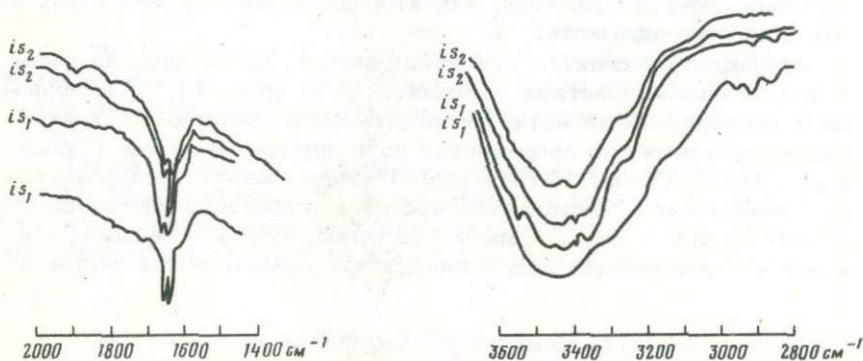


Рис. 35. Инфракрасные спектры гуминовых кислот почв искитимского педокомплекса в разрезе Мраморного карьера у с. Шипуново и в разрезе 22 близ карьера Ложок

молекулах, оценить долю вклада в построение молекул отдельных группировок и отметить наличие некоторых типов связей. Более подробно различия гуминовых кислот разновозрастных позднелесосточеновых почв, по данным элементного состава и инфракрасных спектров, будут рассмотрены ниже. Однако следует еще раз подчеркнуть, что по содержанию отдельных элементов в молекулах и характеру инфракрасных спектров гуминовые кислоты, выделенные из всех изученных ископаемых почв, вполне соответствуют своим аналогам из современных почв, т.е. очевидно, что мы имеем дело с органическими веществами из класса гумусовых кислот.

Несмотря на то что, как правило, спектры поглощения гуминовых кислот в ультрафиолетовой и видимой частях спектра характеризуются плавными кривыми, свидетельствующими о постепенном

снижении интенсивности поглощения света с увеличением длины волны от 200 до 800 нм, наклон кривых, абсолютные величины оптических плотностей при конкретных длинах волн позволяют выявить некоторые особенности отдельных гуминовых кислот, выделенных из разных типов почв, т.е. проследить за изменением их строения в связи с различными условиями почвообразования.

В настоящее время установлено, что оптическая плотность гуминовых кислот увеличивается с возрастанием в их молекулах доли ароматических структур, а наклон спектральных кривых в ультрафиолетовой и видимой областях также связан со степенью обуглероживания гуминовых кислот, что может быть использовано для характеристики степени конденсированности ароматического ядра [Kumada, 1955; Кононова, 1963; Бельчицова, Кононова, 1972; и др.].

Часто для сравнительной характеристики оптических свойств гумусовых кислот применяют коэффициент $E_{\lambda=465\text{ нм}}^{0,001\%C}$, который соответствует оптической плотности раствора гуминовых кислот с концентрацией углерода 0,001% при ширине поглощающего слоя $l = 1$ см и определенной длине волны $\lambda = 465$ нм [Орлов, 1974]. Нами вычислен данный коэффициент для всех изученных почв при длине волны $\lambda = 454$ нм. Хорошо известно, что в более сухих и теплых условиях образуются кислоты, имеющие хорошо сформированное ядро и небольшую периферическую часть, а при гумидизации условий доля алифатических группировок, как правило, возрастает [Кононова, 1963], что сказывается на уменьшении абсолютных величин коэффициента $E_{0,001\%C}$.

Характер кривых светопоглощения позволяет диагностировать и следы гидроморфизма почв, поскольку в гуминовых кислотах почв, развивающихся в гидроморфных условиях или испытывающих длительное периодическое увлажнение, как правило, присутствует фракция P_g , дающая максимумы при $\lambda = 296, 450, 570, \text{ и } 610$ нм [Орлов, 1974].

Степень гидролизуемости гуминовых кислот, которая может быть использована в качестве диагностического признака класса гумусовых кислот [Орлов, 1969], зависит от структуры гуминовых кислот, соотношения в них конденсированного ядра и периферической части и отражает условия их формирования. В среднем в разных типах современных почв негидролизуемая часть молекул составляет 60–70% [Орлов, 1974]. В исследованных ископаемых почвах негидролизуемый остаток гуминовых кислот несколько выше и составляет 67–86%, что свидетельствует о некотором возрастании доли ароматического ядра и снижении периферических алифатических цепочек в построении молекул (табл. 20).

Гидролизуемая часть молекул включает структурные компоненты периферической части молекул, из которых нами изучены углеводы и аминокислоты.

По содержанию углеводов гуминовые кислоты ископаемых почв резко отличаются от современных. В последних общее содержание

Таблица 20

Аминокислотный состав гуминовых кислот ископаемых
позднеплейстоценовых почв

Индекс почвы	Разрез	Горизонт	Глубина, см	Соотношение не- гидролизуемой (а) и гидролизуемой (б) частей молекулы, % к весу препарата		Лизин	Гистидин	Аргинин
				б	а			
is ₂	9	A	290-300	33,1	66,9	+	-	+
is ₁	9	A	390-400	24,1	78,6	+	-	-
is ₁	22	A	340-350	20,2	79,8	+	-	-
br ₂	23	A	555-565	14,3	85,7	+	-	-
br ₁	23	A	625-635	32,0	68,0	+	-	-
br ₁	39	A	620-630	27,3	72,7	+	-	-

углеводов составляет 5-20% [Садовникова, Орлов, 1976; Дергачева, Кузьмина, 1979], тогда как содержание углеводов в ископаемых позднеплейстоценовых почвах составляет 0,36-0,90% от веса препарата гуминовых кислот (табл. 21). По-видимому, при разложении гумусовых кислот в ископаемых почвах углеводы как самые необходимые для микроорганизмов вещества, поддерживающие их жизнедеятельность, реализуются в первую очередь, поэтому доля участия их в построении новых молекул гуминовых кислот из промежуточных продуктов распада самих молекул гумусовых кислот резко сокращается. Отмечается некоторая тенденция уменьшения количества углеводов в гуминовых кислотах с увеличением возраста почв. Поскольку полисахариды представлены преимущественно периферическими цепочками [Садовникова, Орлов, 1976], то, видимо, в ископаемых почвах они прежде всего и используются микроорганизмами в качестве энергетического и трофического материала.

Определение в гидролизатах гуминовых кислот качественного состава аминокислот показало, что ископаемые почвы в этом отношении близки к современным и имеют довольно сходный набор аминокислот с последними (см. табл. 20). Большинство авторов отмечают, что современные почвы различного генезиса содержат в периферической части гуминовых кислот 15-20 аминокислот [Зырин, и др., 1964; Крыстанов, 1972; Domke, 1972; Petruzzelli e.a., 1974; Sowden, Shnitzer, 1976; и др.] и подчеркивают однотипность аминокислотных спектров гуминовых кислот разных типов почв. Учитывая это обстоятельство, а также очень большую устой-

Аспарагиновая кислота	Треонин	Серин	Глутаминовая кислота	Пролин	Глицин	Аланин	Валин	Метионин	Изолейцин	Лейцин	Тирозин	Фенилаланин
+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	-	+	-	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	-	+	-	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+
+	+	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+
+	+	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+

чивость аминокислот в диагенезе, позволяющую обнаруживать их даже в древнеосадочных отложениях [Дроздова, 1977], мы попытались использовать характер набора аминокислот, входящих конституционно в молекулы гуминовых кислот, в качестве критерия их сохранности и, как следствие, сохранности органического вещества в целом.

Хотя мы располагаем небольшим набором данных, характеризующих качественный состав аминокислот в гидролизуемой части гуминовых кислот, и, естественно, делать определенные выводы считаем пока преждевременным, однако нельзя обойти вниманием факт некоторой специфичности набора аминокислот в разновозрастных почвах, изученных нами. Анализ полученных данных (см. табл. 20) позволяет отметить отсутствие четырех аминокислот: гистидина, пролина, аргинина и метионина — в нижней бердской почве, образцы которой отобраны в разных разрезах. Аналогичное совпадение спектра аминокислот обнаруживается в почвах is_1 из разных разрезов, где в гидролизатах гуминовых кислот отсутствуют, кроме гистидина и пролина, аргинин и аланин.

Из 16 определяемых аминокислот в гуминовых кислотах разновозрастных верхнечетвертичных почв обнаружены 12-14, что свидетельствует о довольно хорошей сохранности их молекул. Ни в одной из исследованных почв в гуминовых кислотах не идентифицированы гистидин и пролин, хотя эти аминокислоты теоретически отнесены к довольно устойчивым, особенно пролин [Vallentyne, 1968].

Таблица 21

Общее содержание углеводов в гуминовых кислотах ископаемых почв

Индекс почвы	Разрез	Горизонт	Глубина, см	Общее количество углеводов, % к весу беззольного препарата
is ₂	Мраморный карьер	A	290-300	0,91
is ₂		A	310-320	0,30
is ₁		A	390-400	0,50
is ₁	22	AB	400-410	0,41
is ₁		A	340-350	0,73
is ₁		B	360-370	0,53
br ₂	23	A	555-565	0,52
br ₁		A	625-635	0,36
br ₁	39	A	620-630	0,38

Отсутствие гистидина и пролина является, возможно, провинциальным признаком процесса гумусообразования данного региона, так как в современных черноземах выщелоченных, вскрытых в тех же разрезах, что и ископаемые почвы, и широко распространенных на этой территории, они также не обнаружены (см. табл. 20).

Рассматривая ряд молекул гуминовых кислот, выделенных из ископаемых почв от более древних к более молодым, можно отметить, что в нижней бердской почве отсутствуют метионин и аргинин, которые являются наименее устойчивыми и в геологических условиях в составе органического вещества, как правило, не сохраняются [Дроздова, 1968, 1977], но уже в верхней бердской почве появляется метионин. В то же время аргинин обнаружен только в верхней исцитимской почве, которая по ряду свойств, присущих органическому веществу, близка к современным почвам данного региона. В нижней исцитимской почве отсутствует одна из наиболее устойчивых в геологической эволюции аминокислот - аланин [Дроздова, 1977], что объясняется, видимо, изначальными свойствами строения молекул гуминовых кислот этих почв.

Учитывая сохранность широкого спектра аминокислот, конституционно входящих в молекулы гуминовых кислот разновозрастных позднелетстоценовых ископаемых почв, некоторую специфичность их набора, можно полагать, что под влиянием раннего диагенеза

качественный состав отдельных структурных единиц молекул гуминовых кислот изменился незначительно. По-видимому, характер набора аминокислот в гидролизуемой их части и большая сохранность их качественного спектра (разнообразия) позволяют принять этот метод как критерий сохранности органического вещества, его качества.

Что касается количественного содержания аминокислот, то сохранность их несколько меньше, хотя в общем сокращение количества каждой отдельной аминокислоты происходит в долевым отношении почти одинаково и, по нашим данным, составляет для почвы is_2 40–50% к исходному (к содержанию их в современных почвах степи и лесостепи Западной Сибири), а для самой древней из исследованных ископаемых почв $br_1 = 20-30\%$ (табл. 22). По-видимому, вторичные преобразования оказывают влияние скорее на количество аминокислот, чем на их качественный состав.

Таким образом, приведенные выше материалы и размышления позволяют подтвердить, с одной стороны, что мы имеем дело с гуминовыми кислотами, специфическими почвенными образованиями, с другой — что эти кислоты довольно хорошо сохраняются в процессе вторичных преобразований осадочных отложений. Однако поиск критериев сохранности органического вещества в диагенезе остается по-прежнему одним из важнейших вопросов изучения ископаемых почв в целях их диагностики.

Рассмотрим полученные характеристики гуминовых кислот разновозрастных ископаемых почв по отдельным педокомплексам с целью выяснить возможность использования этих данных в качестве дополнительных критериев для классификационного разделения почв и сопоставления условий их формирования.

Данные элементного состава (см. табл. 19) показывают, что содержание углерода в гуминовых кислотах верхней бердской почвы составляет 54,3–54,8%, а в нижней — 49,2–50,1%. Можно отметить несколько меньшую обуглероженность молекул нижней бердской почвы, большую окисленность и повышенное содержание водорода. В современных почвах при изменении условий от более сухих, аридных, к более гумидным обуглероженность обычно уменьшается, а окисленность молекул гуминовых кислот возрастает [Орлов, 1974]. Отношение C/N в молекулах, косвенно свидетельствующее об ароматичности молекул, так как оно зависит от соотношения углерода в ароматическом "ядре" и алифатической периферии, при смене условий от теплых и сухих к более влажным и холодным снижается [Орлов, 1974; Кононова, 1963].

Инфракрасные спектры гуминовых кислот горизонтов А обеих почв бердского педокомплекса не позволяют отметить существенные различия в их строении, однако отмечается несколько большая интенсивность полос $2940-2860\text{ см}^{-1}$ в гуминовых кислотах нижней почвы, которые в спектрах для верхней почвы выявляются крайне слабо. Это может свидетельствовать о большей доле периферических структурных единиц в гуминовых кислотах нижней почвы по сравнению с верхней.

Таблица 22

Содержание аминокислот в гидролизатах гуминовых кислот современных и ископаемых почв Западной Сибири

Аминокислота	Чернозем вщелоченный	Чернозем обыкновенный	Серая лесная почва	Индекс почвы	
				is ₂	br ₁
Лизин	17,41	8,92	12,29	6,81	3,70
Гистидин	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Аргинин	5,20	6,15	3,67	2,86	Нет
Аспарагиновая кислота	20,47	18,92	14,45	9,19	3,93
Треонин	8,70	8,12	6,14	2,78	1,09
Серин	6,80	7,32	4,80	3,00	1,31
Глутаминовая кислота	13,26	15,01	9,36	7,00	2,98
Пролин	Нет	5,23	4,73	Нет	Нет
Глицин	7,91	8,75	5,58	4,21	1,69
Аланин	5,70	7,13	4,02	2,67	1,20
Валин	5,99	1,90	4,23	1,93	0,51
Метионин	3,24	2,15	2,29	Следы	Нет
Изолейцин	4,25	4,00	3,00	2,03	0,86
Лейцин	6,67	6,11	4,67	2,32	1,11
Тирозин	4,11	3,98	2,90	2,00	0,70
Фенилаланин	6,23	6,75	4,40	2,94	2,15
Общее содержание	116,64	110,34	86,53	49,64	21,23

Четко в ИК-спектрах гуминовых кислот обеих почв выделяются полосы 1650 см^{-1} , 1630 см^{-1} и в виде слабого уступа 1610 см^{-1} . В области $1400\text{--}1500\text{ см}^{-1}$ можно отметить лишь слабое поглощение около $1540\text{--}1550\text{ см}^{-1}$ в верхней почве, которое в нижней почве становится еще слабее. Это согласуется с меньшей интенсивностью полосы Амид I и меньшим содержанием азота в молекулах гуминовых кислот нижней почвы. В то же время в гуминовых кислотах, выделенных из верхней почвы, несколько усилена по сравнению с нижней полоса $1710\text{--}1725\text{ см}^{-1}$, что объясняется, видимо, повышенным содержанием групп COOH. Увеличение этих групп происходит, возможно, за счет большего содержания углеводов в верхней почве.

Спектры поглощения гуминовых кислот почв бердского педокомплекса приведены на рис. 36 (б). Гуминовые кислоты, выделенные

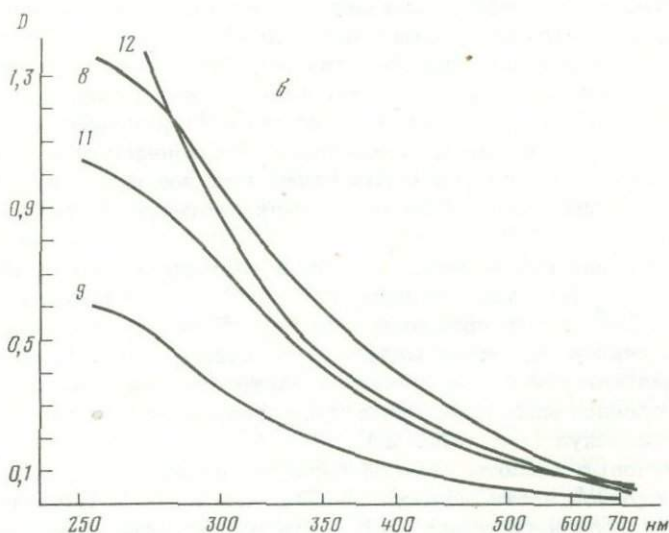
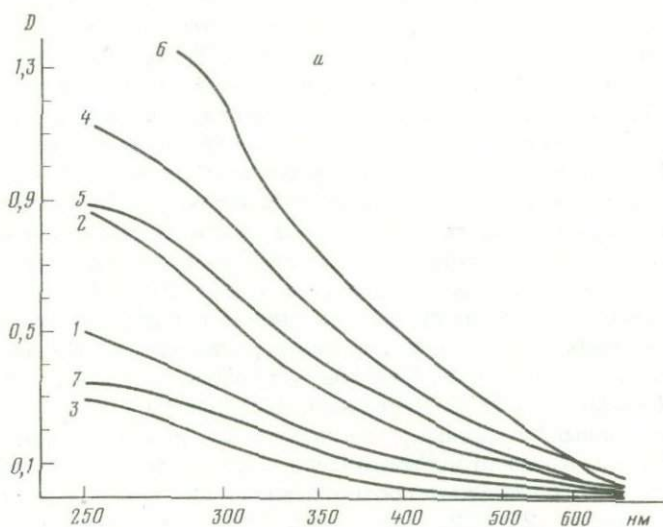


Рис. 36. Электронные спектры гуминовых кислот ископаемых почв в разрезе у с. Шпынуново (а - кривые 1-5) и в разрезе карьера близ ст. Ложок (а - кривые 6-7; б - 8-9, 11-12)

1 - is_2 , горизонт А; 2 - is_2 , горизонт А; 3 - is_2 , горизонт В;
 4 - is_1 , горизонт А; 5 - is_1 , горизонт А; 6 - is_1 , горизонт А;
 7 - is_1 , горизонт В; 8 - br_2 , горизонт А; 9 - br_2 , горизонт В;
 11 - br_1 , горизонт А; 12 - br_1 , горизонт А

из разных горизонтов обеих почв, отличаются построением молекул, т.е. соотношением в них алифатических и ароматических частей. В нижней почве гуминовые кислоты, выделенные из горизонта А, имеют несколько меньшую оптическую плотность во всем диапазоне волн, чем гуминовые кислоты верхней бердской почвы, а также иной наклон кривых светопоглощения. Изменение по профилю оптических свойств гуминовых кислот в почвах также различно: в верхней почве горизонт В характеризуется гуминовыми кислотами, в которых алифатическая часть составляет несколько большую часть, чем в горизонте А, в то время как в нижней почве отмечено некоторое увеличение оптической плотности гуминовых кислот с глубиной в пределах гумусового горизонта (табл. 23). Подобное изменение оптических свойств гуминовых кислот с глубиной для современных почв лесостепного ряда отменяли ранее многие исследователи [Кононова, 1951, 1963; Соколов, Студницына, 1961; Ропатчуова, Николаева, 1964; Дергачева, 1972; и др.].

Вычисленный коэффициент экстинкции гуминовых кислот при $\lambda = 454$ нм, толщине поглощающего слоя 1 см и концентрации углерода 0,001 % составляет соответственно для верхней и нижней бердских почв 0,29–0,20 (см. табл. 23). Такая высокая оптическая плотность гуминовых кислот бердских почв свидетельствует о сравнительно высокой доле участия в молекулах ароматических группировок, высокой степени окисленности молекул, а также в небольшом содержании алифатических периферических группировок. В более сухих и теплых условиях формируются гуминовые кислоты, имеющие, как правило, большую величину коэффициента оптической плотности, в то время как увеличение увлажненности и снижение температур способствуют образованию гуминовых кислот, обладающих меньшими величинами оптических плотностей [Кононова, 1963].

Отсутствие максимумов на кривой светопоглощения, вызванных фракцией P_g , позволяет предполагать, что данные почвы в период их формирования не проходили стадию гидроморфизма.

Различия в структуре молекул гуминовых кислот, в соотношении их ароматической и алифатической частей подтверждаются и данными по определению соотношения гидролизуемой и негидролизуемой частей молекул (см. табл. 20).

Гуминовые кислоты верхней бердской почвы имеют величину негидролизуемой части молекул больше, чем нижней. В последней с глубиной доля негидролизуемой части возрастает, а гидролизуемая часть становится меньше, что согласуется и с изменением величины коэффициента экстинкции. В общем, можно отметить, что гуминовые кислоты нижней почвы характеризуются несколько более низкими оптическими плотностями, соотношениями негидролизуемой и гидролизуемой частей молекул, что может свидетельствовать о более гумидных условиях формирования этой почвы по сравнению с верхней. Различия в величине коэффициента экстинкции, обуглероженности и окисленности гуминовых кислот, соотношении разных частей молекул, некоторые различия в интенсивности полос 2940–

Таблица 23

Коэффициент экстинкции гуминовых кислот разновозрастных
позднеплейстоценовых ископаемых почв

Индекс почвы	Разрез	Горизонт	Глубина, см	$E \frac{0,001\%C}{\lambda=454 \text{ нм}}$
		A	290-300	0,10
is ₂	Мраморный карьер	A	310-320	0,16
		B	330-340	0,02
is ₁		A	390-400	0,27
		A	400-410	0,19
is ₁	22	A	340-350	0,36
		B	360-370	0,05
br ₂	23	A	555-565	0,29
br ₁		A	625-635	0,20
br ₁	39	A	620-630	0,38

2860 см⁻¹, 1700 см⁻¹, 1540-1550 см⁻¹ позволяют предположить, что формирование верхней почвы происходило в более аридных, теплых и сухих условиях, что четко отразилось на свойствах и природе гумуса этих почв.

Следует подчеркнуть, что гуминовые кислоты, связанные с кальцием, претерпевают незначительные изменения в результате диагенеза. По характеру инфракрасных спектров, элементному составу, оптическим плотностям и виду спектров в ультрафиолетовой и видимой областях, а также по аминокислотному составу молекулы гуминовых кислот, выделенные из почв бердского комплекса, близки к таковым современных почв степи-лесостепи. Несколько пониженное содержание углеводов и аминокислот в молекулах гуминовых кислот является, по-видимому, как раз одним из тех изменений, которые претерпевают гумусовые кислоты в результате вторичных преобразований.

Общее содержание углерода в гуминовых кислотах искитимских почв несколько ниже, чем в предыдущих и составляет в среднем 51% (см. табл. 19). Инфракрасные спектры (см. рис. 35) гуминовых кислот из горизонта А обеих искитимских почв позволяют отметить следующие различия. Верхняя искитимская почва отличается от нижней большей интенсивностью полос в области 3000-3500 см⁻¹ и 2920-2860 см⁻¹, что свидетельствует о более развитой периферичес-

кой части этих молекул, более интенсивной полосой 1700 см^{-1} , что, как отмечалось ранее, может быть обусловлено несколько большим содержанием углеводов в молекулах гуминовых кислот. Необходимо заметить, что очень малое содержание углеводов в молекулах гуминовых кислот ископаемых почв может подтверждаться тем, что в отличие от современных почв полоса поглощения $1700 (1720) \text{ см}^{-1}$, относимая к колебаниям групп COOH [Орлов, 1974], выражена лишь в виде небольшого уступа в ИК-спектре гуминовой кислоты верхней почвы и практически отсутствует для нижней.

Очень четко, как и в случае бердских почв, выражены полосы 1650 см^{-1} , 1630 см^{-1} , а также 1610 см^{-1} , последняя проявляется лишь в виде четкого уступа (см. рис. 35).

Общее содержание углеводов в гуминовых кислотах высоко в горизонте А верхней искитимской почвы (0,91) и сокращается вниз по профилю в 3 раза (см. табл. 21). В нижней почве изменение по профилю доли участия углеводов в гуминовой кислоте происходит незначительно. Следует отметить, что общее содержание углеводов в гуминовых кислотах искитимских почв значительно выше, чем в описанных ранее бердских ископаемых почвах. Это позволяет еще раз подтвердить предположение об углеводах как компоненте гуминовой кислоты, который наименее устойчив по отношению к процессам диагенеза. Видимо поэтому в более древних почвах — бердских содержание углеводов в молекулах гуминовых кислот ниже, чем в искитимских почвах.

Таким образом, гуминовые кислоты искитимских почв, которые по принципу строения сходны с таковыми современных, при диагенезе изменились незначительно и несут в себе все основные свойства, присущие им со времени формирования почв.

Подробно изучены оптические свойства гуминовых кислот искитимских почв в ультрафиолетовой и видимой частях спектра. Спектральные кривые, представленные на рис. 36, а, имеют в общем вид, характерный для гуминовых кислот разных типов почв, в которых фракция P_g , дающая максимумы при $\lambda = 296, 450, 570, 610 \text{ нм}$, незначительна или отсутствует. Оптические плотности гуминовых кислот четко коррелируют с качественным составом гумуса. В верхней почве гуминовые кислоты всех горизонтов имеют более низкую оптическую плотность во всем диапазоне волн (см. рис. 36, кривые 1, 2, 3), чем гуминовые кислоты нижней почвы (кривые 4, 5, 6, 7). Это свидетельствует о большей доле участия боковых цепочек в построении молекул, т.е. о меньшей их ароматичности. В верхней искитимской почве наблюдается и некоторое повышение оптической плотности в нижней части аккумулятивного горизонта, что, как уже было подчеркнуто ранее, характерно для почв лесостепного ряда. Резкие различия в оптических свойствах гуминовых кислот исследуемых искитимских почв очень четко проявляются и по величине коэффициента экстинкции, вычисленного только для одной длины волны $\lambda = 454 \text{ нм}$. Для нижней искитимской почвы по абсолютным значениям он высок и значительно выше, чем для бердских почв, что свидетельствует о еще большей ароматичности мо-

лекул исследуемых почв (см. табл. 23). Действительно, в нижней искитимской почве гидролизуемая часть молекул гуминовых кислот составляет всего 20–21%, т.е. 1/5 молекулы, тогда как в верхней почве доля алифатических группировок увеличивается до 33%, или до 1/3 веса молекулы (см. табл. 20).

В общем, по основным параметрам, характеру инфракрасных спектров, виду электронных спектров, элементному составу гуминовые кислоты, выделенные из почв искитимского педокомплекса, близки к таковым современных почв степи-лесостепи, что было отмечено ранее и для бердских почв.

Учитывая всю совокупность характеристик органического вещества почв (особенности гумусового профиля, строение и свойства гуминовых кислот), можно сделать вывод о том, что гидротермические условия формирования почв были различны и соответствовали для нижней бердской и верхней искитимской почв скорее всего условиям лесостепи, а для верхней бердской и нижней искитимской — условиям степи (более аридным по сравнению с предыдущими условиями).

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Изложенные выше материалы экспедиционных и камеральных исследований легли в основу дробной стратиграфической схемы четвертичных отложений, разработанной авторами. Стратиграфические схемы 1961, 1967 и 1976 гг., принятые межведомственным Стратиграфическим комитетом по четвертичной системе, а также схемы, предложенные некоторыми авторами [Адаменко, 1974; Зудин и др., 1977], для Новосибирского Приобья и всей юго-восточной части Западно-Сибирской равнины не отличаются особенной подробностью. На всех этих схемах в Предальтайской равнине выделяется красnodубровская свита, имеющая большую мощность. Ее возраст определяется как ранне- и среднечетвертичный. Выше этой толщи выделена свита покровных отложений позднечетвертичного возраста. Попытки более дробного расчленения красnodубровской свиты были предприняты О.М. Адаменко [1974] и А.Н. Зудиным с соавторами [1977]; для отложений позднего плейстоцена изменения коснулись главным образом речных террас; осадки, развитые за пределами долин, детальнее расчленены не были.

Мощная, сложно построенная, преимущественно субаэральная толща Восточной Кулунды и Предальтайской равнины сходна по составу, строению и облику с лёссовыми толщами, развитыми во многих других регионах умеренных поясов Земли. Авторы убеждены, что Сибирь не является каким-то своеобразным в отношении естественной истории регионом, поэтому они полагают, что дальнейшая разработка лёссовой стратиграфии здесь должна опираться на опыт, достигнутый в этой области в других регионах. Наряду с биостратиграфическими методами, должны получить широкое применение палеопедологический, радиоуглеродный, палеомагнитный, литолого-

фациальный, геоморфологический, палеокриологический и иные методы, применяемые при изучении лёссовых толщ. Исследования авторов представляют попытку подобного рода.

На совещании СибРМСК, состоявшемся в г. Тюмени в 1976 г., авторами была предложена новая стратиграфическая схема расчленения междуречных субаэральные отложений Новосибирского Приобья и Восточной Кулунды (табл. 24), опубликованная в 1977 г. [Волков, Зыкина, 1977а,б; Волков, Архипов, 1978]. Она охватывает всю палеомагнитную эпоху Брюнес. В этой схеме впервые широко использованы данные палеопедологических исследований и радиоуглеродного датирования. Схема была одобрена совещанием, а в 1979 г. помещена в схеме расчленения субаэральные отложений Предальтайской равнины.

Позднечетвертичная лёссовая толща является верхней, наиболее доступной и хорошо изученной частью единой четвертичной лёссовой толщи. Учитывая принципиальную новизну предложенной схемы и ее важное практическое значение для геологического картирования и инженерно-геологических исследований, сначала кратко охарактеризуем ее нижнюю часть, охватывающую ранне- и среднечетвертичное время (по схеме Министерства геологии СССР).

Использование радиоуглеродного и палеомагнитного методов дает возможность расчленить полные разрезы этой толщи на три части: верхнюю — верхнечетвертичную, среднюю — доказанцевскую, нижнюю — неогеновую (палеомагнитная эпоха Матуяма). Это облегчает более дробное расчленение толщи, при котором основное значение приобретают палеопедологические исследования в сочетании с другими биостратиграфическими методами. В схеме выделено 12 горизонтов, включая голоцен (шесть педокомплексов и шесть покровов лёссовых отложений).

Евсинский педокомплекс выделен авторами в низовьях Берди в 1977 г. Он объединяет почвенные и иные субаэральные образования гюнц-миндельского межледникового. Представлен хорошо развитой полигенетической почвой с характерной ореховатой структурой, признаками гидроморфизма (охристые пятна, железистые дробовины, железисто-марганцовистая пунктация) и сетью глубоких трещин усыхания. Стратотип — разрез карьера близ пос. Шипуново. Педокомплекс залегает на верхнеплиоценовом тальменском суглинке и более древних образованиях, перекрыт салаирским покровным суглинком и более молодыми слоями. Стратиграфическое положение определяется его непосредственным залеганием на тальменском суглинке, относящемся к палеомагнитной эпохе Матуяма, и наложением на него салаирского покровного суглинка, лежащего в основании палеомагнитной эпохи Брюнес. Исследования Г.А. Поспеловой с сотрудниками показали, что граница Матуяма-Брюнес проходит в самой верхней части евсинского педокомплекса. Положение педокомплекса определяется также и тем, что он перекрыт салаирским покровным суглинком, на котором непосредственно развит характерный шипуновский педокомплекс. Мощность евсинского педокомплекса до 2,5 м.

Таблица 24

Расчленение субаэральных отложений Новосибирского Приобья в пределах палеомагнитной эпохи Брунес

Общая схема				Юго-восточная часть Западно-Сибирской равнины		
Система	Раздел	Подраздел	Альпийская шкала	Горизонт	Стратиграфические подразделения	Индекс
Четвертичная	Плейстоцен	Верхний	Голоцен		Современные почвы	Q_4^{2-3}
			W_3	Сартанский	Баганский Л*	$Q_3^4 - Q_4^1$ bg
					Суминский ПК	Q_3^4 sm
					Ельцовский Л	Q_3^4 el
			W_2	Каргинский	Искитимский ПК	Q_3^4 is
			W_1	Ермаковский	Тулунский Л	Q_3^2 tl
			R-W	Казанцевский	Бердский ПК	Q_3^{1-2} br
		Средний	R_2	Тазовский	Сузунский Л	Q_2^4 sz
			R_{1-2}	Ангальский	Койнихинский ПК	Q_2^3 kn
			R_1	Самаровский	Чульмский Л	Q_2^2 cl
			M-R	Тобольский	Шипуновский ПК	Q_2^1 shp
		Нижний	M	Шайтанский	Салаирский Л	Q_1^{2-4} sl
			G-M	0,7±	Евсинский ПК	$N_2^3 - Q_1^1$ ev

* Л-покров лёссовых отложений; ПК-педокомплекс.

Салаирский суглинок выделен авторами в низовьях Берди в 1977 г. Преобладает залегающий в виде покрова суглинок желтовато-коричневый, лёссовидный. В нижней части местами видна неясная горизонтальная слоистость. Объединяет субаэральные отложения времени миндельского оледенения. Стратотип — разрез карьера близ пос. Шипуново на левом берегу Берди. Суглинок залегает на евсинском педокомплексе и перекрыт шипуновским. Содержит костные остатки лошади, переходной от *Equus stenonis* к *Equus caballus*. Выделен в составе шайтанского горизонта. Стратиграфическое положение суглинка определяется его распространением на обратно намагниченном евсинском педокомплексе, залеганием непосредственно ниже характерного шипуновского педокомплекса и содержанием в нем соответствующих костных остатков. Мощность суглинка 3–5 м.

Следует заметить, что в рассматриваемой части субаэральной толщи пока не выявлены аналоги потепления, разделявшего раннюю и позднюю стадии миндельского оледенения. Этому интерминдельскому потеплению в толще субаэральных отложений должен соответствовать педокомплекс, а последующему за ним похолоданию климата — покров субаэрального лёсса. По-видимому, отсутствие этих стратиграфических подразделений отражает неполноту разреза вскрыши Мраморного карьера близ пос. Шипуново.

Шипуновский педокомплекс выделен авторами в низовьях Берди в 1977 г. Он объединяет почвенные и иные субаэральные отложения миндель-рисского межледниковья. Стратотип — разрез карьера близ пос. Шипуново на левом берегу Берди. Шипуновский педокомплекс обладает наибольшей мощностью из всех педокомплексов четвертичной толщи и состоит из трех хорошо развитых суглинистых почв лесостепного типа. Он залегает на салаирском суглинке и перекрывается чулымским покровом лёсса. Выделен в составе тобольского горизонта. Стратиграфическое положение педокомплекса определяется залеганием его непосредственно на фаунистически охарактеризованном салаирском покровном суглинке. Мощность шипуновского педокомплекса 3–3,5 м.

Чулымский лёссовидный суглинок выделен авторами в низовьях Берди в 1977 г. Он объединяет субаэральные отложения времени самаровского (рисс-I) ледниковья. Стратотип — разрез близ пос. Шипуново на левом берегу Берди. Чулымский лёссовидный суглинок залегает на субаэральных и иных отложениях тобольского межледниковья и перекрыт койнихинским педокомплексом. Выделен в составе самаровского горизонта. Стратиграфическое положение суглинка определяется распространением его непосредственно на характерном шипуновском педокомплексе. Мощность 4–6 м.

Койнихинский педокомплекс выделен И.А. Волковым на междуречье рек Шипунихи и Койнихи [Волков, 1971а]. Объединяет почвенные и иные субаэральные отложения самаровско-тазовского (ангальского, рисс-I — рисс-II) межледниковья. Стратотип — разрез карьера близ ст. Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи (левые притоки Берди). Включает две хорошо развитые суглинистые

полигенетические почвы, разделенные прослоем лёссовидного суглинки. Нижняя почва более мощная, чем верхняя. Педокомплекс залегает на чулымском суглинке и перекрыт сузунским покровным лёссовидным суглинком. Выделен в составе ангальского горизонта. Стратиграфическое положение комплекса определяется его залеганием под сузунским покровным суглинком, на котором непосредственно развит характерный бердский педокомплекс. Мощность 1,5–2,5 м.

Сузунский лёссовидный суглинок первоначально выделен под названием "добердского лёсса" [Волков, 1971а]. Позже описан авторами как сузунский лёссовидный суглинок [Волков, Зыкина, 1977а,б]. Прослежен в Новосибирском Приобье и в восточной части Кулунды. Объединяет субаэральные отложения времени тазовского (рисс-II) оледенения. Стратотип – разрез карьера близ ст. Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи. Суглинок залегает в виде покрова на древних формах рельефа. Преобладает легкий суглинок, местами приближающийся по свойствам к типичному лёссу; залегает на койнихинском педокомплексе и иных образованиях ангальского межледниковья. Выделен в составе тазовского горизонта. Стратиграфическое положение суглинки определяется распространением его непосредственно ниже характерного бердского педокомплекса. Суглинок содержит кости мелких млекопитающих: *Myospalax myospalax*, *Alactagulus*, *Pygerethmus* [Волков, 1971а]. Мощность сузунского суглинки 4–6 м.

Залегающая стратиграфически выше позднечетвертичная толща явилась основным объектом наших исследований и расчленена более полно. По составу, условиям залегания и генезису позднечетвертичные отложения, развитые на междуречьях, склонах и в долинах, существенно различаются. Различия в строении их отражают разный характер осадконакопления. На междуречьях преобладают отложения субаэральное генезиса, а в долинах – водного. В предлагаемой схеме (табл. 25) дана последовательность напластования в каждой области и проведено возрастное сопоставление выделенных в них стратиграфических подразделений.

Бердский педокомплекс выделен И.А. Волковым на междуречье Шипунихи и Койнихи [Волков, 1971а]. Прослежен он в Новосибирском Приобье и восточной части Кулунды. Объединяет все почвенные и иные субаэральные отложения казанцевского (рисс-вюрмского) межледниковья и ранних интерстадиалов вюрма. Стратотип – разрез близ ст. Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи.

Педокомплекс включает две сближенные ископаемые почвы. Наиболее мощная нижняя почва лесостепного типа выделяется по большой мощности аккумулятивного горизонта и мощным гумусированным затекам в нижней части его, а также хорошо прослеживающимся карбонатно-иллювиальным горизонтом. Менее мощная верхняя почва степного типа в верхней части профиля обычно имеет светлую окраску, слабо дифференцирована на горизонты, в которых встречаются карбонатные новообразования. Сверху почва разбита сетью глубоких трещин усыхания.

Таблица 25

Хронологическая последовательность осадконакопления в Ново-сибирском Приобье в позднем плейстоцене и голоцене

Хронологическая шкала, тыс. лет.	Индекс	Горизонт	Преимущественно субазральные покровные осадки на между речьях и склонах	Преимущественно субаквальные осадки в долинах
10	Q ₄	Голоцен	Голоценовые почвы	аллювий поймы ▲10 почвы и торф на Криводановской террасе ▲9
			Q ₃ ⁴	Верхнезырянский (сарта́нский)
суминская почва sm ▲7				
ельцовский лёсс el	золотые пески, гривный рельеф, усыхание рек I tlm krd			
криогенез is ₂ ▲6				
30	Q ₃ ³	Среднезырянский (карги́нский)	верхняя искитимская почва is ₂ ▲3	аллювий позднекаргинский ▲4
			лёсс между почвами ▲2	
			криогенез is ₁	аллювий раннекаргинский ▲1
			нижняя искитимская почва is ₁	
50	Q ₃ ²	Нижнезырянский	тулинский лёсс tl	аллювий раннезырянский (не выделен)
			криогенез br ₂	
			верхняя бердская почва br ₂	
			лёсс между почвами	
70	Q ₃ ¹	Казанцевский	криогенез br ₁	аллювий казанцевский
			нижняя бердская почва br ₁	
110				

1) 37100 ± 2000 (СОАН - 10); 2) 32780 ± 670 (СОАН - 629); 3) 26300 ± 700 (ИГАН - 167); 4) 26350 ± 270 (СОАН - 412); 5) 24900 ± 380 (ИГАН - 199); 6) 21700 ± 900 (СОАН - 12); 7) 14200 ± 150 (СОАН - 78); 8) 12700 ± 120 (СОАН - 675); 9) 8650 ± 235 (СОАН - 414); 10) 5930 ± 100 (СОАН - 113). Ссылки на литературу по радиоуглеродным датам приведены в тексте.

Бердский педокомплекс распространен на сузунском лёссовидном суглинке и иных образованиях тазовского оледенения. Выделен в составе казанцевского и нижней части ермаковского горизонтов. Стратиграфическое положение педокомплекса определяется его залеганием непосредственно ниже тулинского лёсса, на котором развит искитимский педокомплекс. Последний, как это показывают радиоуглеродные даты, сформировался во время каргинского интерстадиала. Мощность бердского педокомплекса 2,5–3 м.

Тулинский лёсс выделен И.А. Волковым [1971а] на междуречье Шипунихи и Койнихи как бердско-искитимский лёсс. Под наименованием "тулинского" он описан авторами в 1977 г. Прослежен в Новосибирском Приобье и восточной части Кулунды. Объединяет все субаэральные отложения времени раннезбрянского оледенения (раннего вюрма), исключая его раннюю стадию. Преобладает алевроит желтовато-серый, неслоистый, местами переходящий в легкий суглинок. Образует покров на древних элементах рельефа. Стратотип – разрез близ ст. Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи. Тулинский лёсс залегает на бердском педокомплексе и перекрывает осадками каргинского горизонта. Выделен в составе ермаковского горизонта. Стратиграфическое положение лёсса определяется его распространением на характерном бердском педокомплексе и непосредственно ниже искитимского педокомплекса каргинского интерстадиала. Мощность до 4 м.

Искитимский педокомплекс выделен И.А. Волковым [1971а] на междуречье Шипунихи и Койнихи. Прослежен в Новосибирском Приобье и восточной части Кулунды. Объединяет все почвенные и иные субаэральные отложения каргинского интерстадиала. Стратотип – разрез близ ст. Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи. Искитимский педокомплекс представлен двумя почвами черноземного типа. Нижняя почва по сравнению с верхней имеет профиль большей мощности, четче дифференцированный на горизонты и нечетко прослеживающийся карбонатно-иллювиальный горизонт. Для верхней почвы характерна аккумуляция карбонатов в нижней части профиля. Обе почвы данного педокомплекса вторично преобразованы, особенно нижняя почва под действием мерзлотно-солифлюкционных процессов. В гумусовых горизонтах встречаются крупные кусочки угля. В отличие от почв бердского педокомплекса почвы здесь развиты слабее, и сам педокомплекс в целом имеет меньшую мощность. Нижняя почва, по данным радиоуглеродного датирования, должна быть отнесена к нижней части каргинского, а верхняя – к верхней части каргинского интерстадиала. Суглинок между почвами, вероятно, соответствует похолоданию конощелье. В долинах крупных рек и на их склонах иногда прослеживается третья слабо развитая ископаемая почва. Комплекс почв залегает на тулинском лёссе и иных отложениях ермаковского горизонта. Выделен в составе каргинского горизонта. Стратиграфическое положение искитимского педокомплекса определяется радиоуглеродными датами от 35000 до 20000 лет назад. Содержит кости

крупных и мелких млекопитающих позднепалеолитического комплекса. Мощность до 1,5 м.

Ельцовский лёсс выделен И.А. Волковым [1971а] как искитимско-суминский, позже описан авторами [Волков, Зыкина, 1977а,б] как ельцовский. Прослежен в Новосибирском Приобье, Кулунде, Барабе, Ишимской степи. Объединяет субаэральные отложения времени сартанского оледенения, включая и комплекс отложений, слагающих гривы южной части Западной Сибири и Северного Казахстана. Стратотип – разрез карьера близ ст. Ложок на междуречье Шипунихи и Койнихи. Ельцовский лёсс залегает на искитимском педокомплексе и иных образованиях каргинского горизонта, включая регионально развитую на юге Западной Сибири вторую надпойменную террасу (Толмачевскую). Ельцовский лёсс выделен в составе сартанского горизонта. Стратиграфическое положение лёсса определяется залеганием его на датированных радиоуглеродным методом образованиях каргинского горизонта и под отложениями позднеледниковья, также имеющими даты. Нередко в средней части лёсса проходит слабый прослой (горизонт оглеения). Мощность покрова лёсса 2–4 м, а комплекса осадков, слагающих гривы, до 15 м.

Суминский педокомплекс выделен И.А. Волковым [1971а] в Каргатском районе Новосибирской обл. Распространен в Новосибирском Приобье и других районах Сибири, часто сливается с современным почвенным покровом; объединяет почвенные и иные биогенные отложения позднеледниковья. Стратотип – разрез в районе совхоза Озерский Каргатского района Новосибирской обл. в месте стоянки древнего человека Волчья Грива. Здесь получила отражение, по-видимому, лишь более древняя почва этого комплекса. В полном разрезе, вероятно, должны быть встречены три ископаемые почвы, соответствующие трем потеплениям – бёллинг, аллерёд и раннеголоценовому. Однако в различных разрезах в силу местных условий выделяется разное количество почв различной сохранности. Даже в хорошо изученных районах вопрос о количестве позднеледниковых почв и их более точном возрасте остается пока что открытым. Педокомплекс залегает на ельцовском лёссе и иных отложениях времени начала и максимума сартанского оледенения. Выделен в составе сартанского горизонта, содержит кости верхнепалеолитического комплекса, в том числе позднего мамонта. Стратиграфическое положение педокомплекса определяется его залеганием на ельцовском лёссе под осадками позднеледниковья. Мощность до 0,5 м.

Баганский лёссовидный суглинок выделен И.А. Волковым [1971а] как послесуминский лёсс. Позже описан авторами как баганский [Волков, Зыкина, 1977а,б]. Распространен фрагментарно в Новосибирском Приобье и других районах Сибири, включая и регионально развитую первую надпойменную (Криводановскую) террасу. Объединяет субаэральные отложения конца позднеледниковья и начала голоцена. Стратотип – разрез в районе стоянки древнего человека Волчья Грива в Каргатском районе Новосибирской обл. Преобладают песчаный суглинок, неслоистый, коричне-

вато-желтый, переходящий в супесь, алевроит и глинистый песок. Баганский суглинок залегает на суминском педокомплексе, перекрыт современной почвой и иными голоценовыми образованиями. Выделен в составе сарганского горизонта. Стратиграфическое положение его определяется распространением на суминском педокомплексе и синхронных ему отложениях позднеледниковья. Мощность 1,5 м.

Итак, в толще верхнечетвертичных субаэральных отложений, развитых на междуречьях в Новосибирском Приобье, выделяется пять эпох почвообразования: казанцевская (раннебердская), раннезырянская (позднебердская), раннекаргинская (раннеискитимская), позднекаргинская (позднеискитимская), позднеледниковая (суминская). Эти эпохи были разделены периодами накопления лёссов и иных субаэральных осадков.

Казанцевская эпоха почвообразования характеризуется развитием нижней бердской ископаемой почвы, имеющей почвенный профиль большой мощности, хорошо дифференцированный на горизонты. Характерное строение профиля, макро- и микроморфологические признаки, физико-химические свойства, особенности гумусового профиля и оптических характеристик гуминовых кислот данной почвы свидетельствуют о формировании ее в условиях лесостепи по типу черноземов выщелоченных. В отличие от современных черноземов выщелоченных данной территории, характеризующихся меньшей мощностью гумусового горизонта и профиля в целом, нижняя бердская почва формировалась, вероятно, в течение более длительного времени и, возможно, в условиях более влажного и мягкого климата под богатым травянистым покровом.

К концу формирования нижней бердской почвы климат становится холодным и влажным. На это указывают осветленная верхняя часть гумусового горизонта, мощные языки-затеки в нижней части горизонта, заполненные гумусированным материалом, со своеобразной мезоструктурой и обилием в них по сравнению с иллювиальной толщей микроконкреций концентрического строения. Отмеченные морфологические и микроморфологические признаки, не соответствующие предшествовавшему типу почвообразования, свидетельствуют о дальнейшем преобразовании профиля в условиях криогенного почвообразования. Аналогичная "языковатость" гумусового горизонта описана В.М. Алифановым, А.С. Керженцевым, О.В. Макеевым [1977] для криогенных почв. Их образование они связывают главным образом с криогенной трещиноватостью, когда трещины развиваются в глубь почвенного покрова и заполняются гумусированным материалом горизонта А. В зависимости от типа почвы и условий почвообразования языки могут проникать до глубины 150 см, имеют форму вертикальных, часто изогнутых дугой узких полос, которые на некоторой глубине расширяются книзу веером, образуя несколько более тонких натеков гумуса. В.Н. Димо [1964] механизм образования языков гумуса объясняет наличием горизонтального термоградиента, который обуславливает миграцию гумусового вещества по направлению к холодному фронту трещины. По мнению В.Г. Чигира [1974, 1978], многочисленные криогенные процессы

и обусловленные ими явления делают почвенную толщу очень динамичной, стимулируют вертикальную и горизонтальную подвижность минеральной, органогенной и хемогенной составляющей почв. С увеличением степени охлаждения почв увеличиваются подвижность веществ и процессы криогенного почвообразования мерзлотных и холодных почв.

Наличие микроконкреций концентрического строения, присутствующих в основном в гумусовых языках-затеках, следует также рассматривать вслед за Т.Д. Морозовой, М.А. Фаустовой [1965] и Е.И. Парфеновой, Е.А. Яриловой [1977] как новообразования, возникшие в условиях криогенеза. Следующий этап соответствует образованию трещин на поверхности почвы в сухом климате и накоплению лёссовидного суглинка, заполнившего трещины усыхания и перекрывшего поверхность почвы.

Таким образом, формирование нижней бердской почвы первоначально протекало в условиях лесостепи в период межледниковья. В конце его и в самом начале последующего ледниковья почва прошла стадию криогенеза и в конце похолодания ранней стадии раннезырянской (раннекургинской) ледниковой эпохи была перекрыта лёссовидным суглинком.

Последующее глубокое и достаточно длительное потепление климата ознаменовалось новой, раннезырянской, эпохой почвообразования, во время которой сформировалась верхняя бердская почва. Она имеет менее мощный, но дифференцированный на генетические горизонты профиль, в котором много нор землероев. Особенности строения профиля, основные макро- и микроморфологические признаки, физико-химические свойства и основные характеристики органического вещества свидетельствуют о том, что формирование верхней бердской почвы происходило в более аридных условиях, чем нижней, по типу черноземов. В это время доминировал дерновый процесс при полном отсутствии элловиально-иллювиального. Верхняя почва формировалась, вероятно, в условиях, близких к современным. Позднее она, как и нижняя, была преобразована в условиях влажного и холодного климата, хотя глубина криогенных процессов была в это время выражена в меньшей степени, чем у нижней почвы. Верхняя граница гумусового горизонта разбита сетью глубоких трещин усыхания, соответствующих времени начала накопления вышележащего лёсса, заполнившего их.

Тулинский лёсс, перекрывающий бердский педокомплекс и являющийся материнской породой для вышележащей нижней почвы искинитимского педокомплекса, формировался при слабом участии почвенных процессов, о чем свидетельствует малое количество ходов корней растений. Основная часть материала, имеющая в основном супесчаный состав, представляет собой древний взвешенный эоловый нанос. Климат был сухим, на что указывает характер осадка, отлагавшегося в условиях широкого развития эоловых процессов. Это было время глубокой аридизации климата раннезырянского ледниковья.

Почвы искинитимского педокомплекса формировались в раннекаргинскую (нижняя почва) и позднекаргинскую (верхняя почва) эпохи почвообразования в климатических условиях, близких к современным.

По комплексу макро- и микроморфологических признаков, физико-химическим свойствам и основным характеристикам органического вещества нижнюю искитимскую почву можно рассматривать как почву черноземного ряда, сформировавшуюся в основном при преобладающем участии дернового процесса и очень слабом развитии элловиально-иллювиального, под лугово-степным разнотравьем. В это время широкое распространение на данной территории имели обитатели открытых пространств лесостепной и степной зон, принадлежащие к роду *Citellus* sp. Данный вывод основывается на наличии нор землероев, встречающихся повсеместно в профиле почвы, и остатках костей млекопитающих, извлеченных из них. На аналогичные условия формирования этой почвы указывал ранее И.А. Волков [1971а].

Верхняя искитимская почва развивалась также в условиях, близких к лесостепным, по черноземному типу, о чем свидетельствуют характер строения профиля, основные макро- и микроморфологические признаки, характеристика органического вещества и иные свойства почвы. Эпоха почвообразования была менее длительной, а климат несколько более гумидным, чем во время формирования нижней искитимской почвы. Об этом свидетельствует состав органического вещества, которое отличалось рядом характеристик от органического вещества нижней почвы. Обе искитимские почвы развивались по типу черноземных в условиях, близких к современным, но достигли в развитии профиля зрелости современных почв, так как эпохи их формирования были менее длительными. Это подтверждают и данные радиоуглеродного датирования.

Нижняя искитимская почва была значительно преобразована в условиях холодного и влажного климата. Существовала многолетняя мерзлота, на склонах происходило солифлюкционное перемещение гумусового горизонта, в то время как на плакорах гумусовый горизонт хорошо сохранился, но имеет выраженный "языковатый" контакт с иллювиальным горизонтом и осветленную верхнюю часть его. Именно этому времени соответствует образование древесного угля, кусочки которого залегают в виде скоплений в полостях и микропонижениях уже перемещенного гумусированного слоя.

По древесному углю из гумусового горизонта этой почвы получена радиоуглеродная дата 33100 ± 1600 (СОАН-165), указывающая на возраст вторичных преобразований ее, а дата 32780 ± 670 (СОАН-629) по черепу шерстистого носорога свидетельствует о времени завершения стадии вторичных преобразований и начала накопления вышележащего лёссовидного суглинка. Обе даты достаточно определенно показывают, что искитимский педокомплекс формировался в средневюрмское время. Отложения, из которых получены даты, формировались в условиях холодного климата. Уголь накопился в почве при климате, более влажном и холодном, чем современный. Образовавшаяся ранее почва была переувлажнена и испытывала мерзлотно-солифлюкционное перемещение. Датированный череп шерстистого носорога был захоронен несколько позже, в условиях сухого климата, когда почва стала уже перекрываться лёссовидным суглинком. Накопление его протекало быстро в условиях слабого

проявления почвообразовательных процессов. Важное значение имели делювиально-пролювиальные и эоловые процессы. Суглинок послужил материнской породой для верхней искитимской почвы.

Верхняя искитимская почва также пережила вторичное преобразование в условиях многолетней мерзлоты и переувлажнения поверхностного слоя. Об этом свидетельствуют осветленная верхняя часть гумусового горизонта и языки-затёки в нижней части его, которые иногда пересекают норы землероев, относящиеся ко времени первоначального формирования почв в лесостепных условиях.

Радиоуглеродная дата 26300 ± 700 (ИГАН-167), полученная по фракции гуминовых кислот из гумусового горизонта верхней искитимской почвы в Мраморном карьере, соответствует, вероятно, времени первоначального ее формирования. Две другие даты — 19400 ± 800 (СОАН-164) и 21700 ± 900 (СОАН-12) из гумусового горизонта этой почвы, залегающей в западной части между-речья Шипунихи и Койнихи, вблизи верхней части правого склона долины Койнихи, характеризуют время ее вторичных изменений [Волков, 1973].

Палеопедологические данные указывают на лесостепные условия первичного формирования почвы, в то время как полученные В.С. Волковой данные палинологии свидетельствуют об открытых безлесных пространствах с широким развитием разнотравно-элаковых ассоциаций при участии эфедры и *Roa arctica*. Среди спор господствующее значение имели зеленые сфагновые мхи, присутствуют зерна *Botriochium boreales*. Состав флоры указывает на более холодные климатические условия, чем современные, близкие к условиям лесотундры. В данном случае это различие объясняется получением палинологических данных для почвы, прошедшей стадию вторичного преобразования в условиях влажного и холодного климата, и, как показывают морфологические особенности почвы, при участии криогенных процессов.

Верхняя искитимская почва имеет резкую поверхность и разбита сетью мелких трещин усыхания, что указывает на перерыв в осадконакоплении, протекавший в условиях сухого климата и отсутствия мерзлотно-солифлюкционного перемещения материала по склону.

Ельцовский лёсс вместе с суминским педокомплексом и баганским лёссом образуют наиболее молодой покров лёссовых отложений. Накопление ельцовского лёсса происходило в условиях очень сухого климата при незначительном участии почвообразовательных процессов. Об этом свидетельствуют наличие корнеходов, встречающихся в лёссе, и присутствие органического вещества.

Ельцовский лёсс формировался во время максимума и во вторую половину сартанского оледенения. Радиоуглеродные даты свидетельствуют о том, что его накопление началось около 19–20, а закончилось около 14 тыс. лет назад [Волков, 1973]. Это была вторая позднечетвертичная эпоха глубокой аридизации климата.

Наличие множества разрезов (Волчья Грива, Суминское, Мраморный, левобережье Ини, вторая надпойменная терраса Ельцовки и др.), в которых встречаются слабообразованные почвы позднеледниковья, говорит о том, что в это время неоднократно возобновлялись

процессы почво- и лёссовобразования, происходила неоднократная смена фаз иссушения и увлажнения климата.

Периоды увлажнения характеризовались развитием ископаемых почв, активизацией деятельности рек и озер, торфонакоплением. Судя по имеющимся морфологическим и микроморфологическим признакам и данным физико-химических анализов, позднеледниковые почвы формировались, возможно, в условиях несколько более гумидного по сравнению с современным климата. Пока почвенные образования позднеледникового времени изучены слабо и дальнейшее исследование позволит установить связь их с другими геоморфологическими и геологическими процессами. Познание процессов почвообразования в позднеледниковье является важным этапом в изучении истории развития голоценовых и современных почв. Баганский лёсс, являющийся материнской породой для современной почвы, формировался также в условиях сухого климата. Он пронизан ходами корней растений.

Изучение ископаемых почв позволило установить, что почвы в позднем плейстоцене на территории Новосибирского Приобья формировались в условиях степного и лесостепного ландшафта. Вероятно, интенсивность потеплений в позднем плейстоцене была более или менее одинаковой. Каждый раз в оптимум потепления устанавливался климат, близкий к современному. Хотя этот вывод на основании проведенных исследований выявлен с полной определенностью, он нуждается в дальнейшей проверке. По-видимому, в плейстоцене в основном чередовались два типа природной среды: ледниковая и близкая к современной. Данный вывод хорошо согласуется с выводами, сделанными исследователями [Рябчикова, Чугуевская, 1977] для района Кузнецкой котловины, где ископаемые почвы в течение плейстоцена развивались по типу черноземов. В плейстоценовых отложениях Верхнего Приобья, по мнению А.В. Евсеева [1973], ископаемые почвы формировались в условиях степного и лесостепного ландшафта, мало отличающихся от условий развития современных почв.

С.А. Архиповым и Г.И. Худяковым [1961] установлено широкое развитие казанцевской и каргинской ископаемых почв в центральной части Западной Сибири. В.С. Волковой [1966] на тобольском материке описаны и прослежены ископаемые почвы, залегающие (соответственно) в основании выделенных ею колтырминской и преобразованной свит. Вновь проведенное изучение этих почв авторами подтвердило правильность выводов В.С. Волковой о формировании их в условиях теплого климата и позволяет уверенно рассматривать их как образования казанцевского и каргинского времени потеплений климата.

В восточной части Кулунды в казанцевское время формировались мощные почвы, аналогичные современным черноземам выщелоченным и лугово-черноземным почвам [Евсеев, 1973]. По данным Э.Д. Рябчиковой [1971б], Э.Д. Рябчиковой и Е.К. Чугуевской [1973, 1977], почвенный покров был представлен мощными черноземами с развитым почвенным карбонатным иллювием.

Бердский педокомплекс, как это подчеркивал И.А. Волков [1971а], по строению имеет много общего с соответствующими педокомплексами, выделенными в различных районах Европы. Это свидетельствует о синхронности событий, относящихся к последней ледниковой эпохе. На территории европейской части СССР, ГДР, ФРГ почвы рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья представлены мощной полигенетической почвой, состоящей из двух совмещенных почвенных профилей.

В основании верхнеплейстоценовой лёссовой серии европейской части СССР залегает мощный мезинский почвенный комплекс, образовавшийся в две фазы. Первой соответствуют ископаемые почвы лесного генезиса, аналогичные лесным почвам теплой западно-европейской провинции. Для второй фазы характерно развитие гумусированных почв открытых степных пространств [Морозова, 1963а; Величко, Морозова, 1963, 1972а, б, 1973]. Почвы данного педокомплекса превосходят по мощности современные почвы тех же генетических типов, что связано с большей продолжительностью времени их формирования.

На территории ГДР и ФРГ в основании вюрмских лёссов выше заальской морены прослеживается мощная полигенетическая почвенная толща, выделенная под названием "наумбургского педокомплекса" [Ruske, Wunsche, 1961]. Нижняя, хорошо сформированная лесная почва типа бурой лесной оподзоленной, соответствует по времени формирования рисс-вюрмскому межледниковью. Выше располагается гумусовый горизонт, относимый большинством исследователей к брёрупу, или амерсфорту [Хаазе и др., 1969; Иванова и др., 1975; Иванова, 1976].

В лёссовых районах Австрии, Чехословакии, Венгрии выделены в последнем межледниковье и ранних интерстадиалах вюрма почвенные педокомплексы, состоящие из нескольких почв, разделенных прослоями лёссов. Общим для них является развитие нижних лесных почв и верхних степных [Klima e.a., 1961; Kukla e.a., 1962; Smolikova, 1968, 1969; Kukla, 1969; Смоликова, Лвжек, 1965; Финк, 1966; Смоликова, 1969; Печи, Шебени, 1969; Печи, 1976].

Аналогичные ископаемые педокомплексы выделены в Бельгии и северной Франции под названием "рокур" [Paene, Somme, 1970; Paere, 1971; Серебрянный, 1978] и охарактеризованы на территории Польши [Мойский, 1967; 1969; Maruszczak, 1971; Jersak, 1976; Конеска-Бетлей, 1976].

Таким образом, выделенный бердский педокомплекс хорошо сопоставляется с таковыми не только в ближайших к району исследования территориях, но имеет и много общих черт в строении с аналогичными педокомплексами и удаленных регионов.

Искитимский педокомплекс также хорошо прослеживается на близлежащих территориях. На Приобском плато это менее развитые, чем почвы бердского педокомплекса, почвы черноземного типа. В Кузнецкой котловине искитимский педокомплекс представлен также двумя слабо развитыми ископаемыми почвами черноземного типа, верхняя из которых иногда отсутствует. Сходное строение

педокомплекса, его залегание на характерном лёссе выше бердско-го педокомплекса позволяет проследить его в различных районах.

Аналогом искитимского педокомплекса на Русской равнине является брянская ископаемая почва, имеющая сложное строение, нарушенная мерзлотными деформациями. Ее формирование, как предполагает Т.Д. Морозова [1962, 1963а, 1969а,б, 1972а] и А.А. Величко и Т.Д. Морозова [1965, 1972б], протекало в две стадии. По типу почвообразования она близка к современным мерзлотным палевым почвам центральной Якутии. Радиоуглеродные даты, полученные для брянской почвы, позволяют сделать предположение, что ее формирование происходило в интервале от 29000–30000 до 23000–24000 лет назад [Чичагова, 1972].

На территории зарубежной Европы подобные ископаемые почвы развиты слабее по сравнению с рисс-вюрмской и преобразованы под действием мерзлотно-солифлюкционных процессов.

В Австрии важнейший перерыв внутри вюрмских отложений характеризовался образованием почвенного комплекса "Штиллфрид В", который представлен в сухих лёссовых областях светло-коричневыми степными почвами, в переходных – пятнистыми почвами с гумусовыми и бурыми пятнами (паудорф), а во влажных – зоной оглеения [Финк, 1966].

В Чехословакии – это "педокомплекс РК1", представленный слаборазвитой почвой. типа арктического бурозема и первичных псевдоглеев [Смоликова, 1969; Смоликова, Ложек, 1965; Kukla e. a., 1962]. На территории ГДР выделен "глийский педокомплекс", характеризующийся процессами выщелачивания, слабого оглеения и побурения [Краус, 1962; Хаазе и др., 1969]. Маломощный оглеенный горизонт, значительно видоизмененный процессами солифлюкции в лёссовых областях ФРГ, известен как "почва Лонер" [Иванова и др., 1975]. На территории Бельгии ему соответствует почва Кессельт [Раере, 1971; Серебрянный, 1978]. Почвы этого времени сильно эродированы и нарушены процессами солифлюкции. В лёссовых отложениях Венгрии к главному интерстадиалу вюрма отнесен почвенный комплекс "Верхний Менде", состоящий из двух черноземовидных почв, нижняя из которых развита лучше [Печи, Шебени, 1969; Печи, 1976].

В настоящее время все вышеперечисленные педокомплексы, являющиеся возрастными аналогами искитимского педокомплекса, имеют радиоуглеродные датировки [Чичагова, 1972; Завельский, Чичагова, 1976; Серебрянный, 1978].

Суминский педокомплекс по сравнению с искитимским и бердским изучен слабо, но он также хорошо прослеживается в других районах. И.А. Волковым [1971а] на правом берегу Ини в Кузнецкой котловине прослежена позднеледниковая почва черноземного типа, мощность которой постепенно уменьшается по направлению к суходолу, и вблизи дна его она сливается с современной почвой. В позднеледниковых разрезах на территории СССР и Средней Европы отмечаются или горизонт оглеения [Величко, Морозова, 1972а], условно сопоставляемый с аллэредом, или несколько

слабо гумусированных прослоек, относящихся к беллингу и аллереду [Мойский, 1967]. Имеются радиоуглеродные даты, полученные по костям и древесному углю из гумусированных прослоев, к которым приурочены верхнепалеолитические стоянки древнего целовека [Чичагова, 1972]. Выяснение картины развития почвообразовательных процессов на фоне осадконакопления позднеледниковых отложений является важной задачей дальнейших исследований.

Итак, стратиграфические элементы позднечетвертичной толщи субаэральных отложений (покровы лёссов и ископаемые педокомплексы), установленные нами на территории Новосибирского Приобья и Восточной Кулунды, ясно прослеживаются в других районах Сибири, в европейской части СССР и в зарубежной Европе. Они развиты и в Северной Америке [Волков, 1971а]. Эти элементы, очевидно, имеют всеобщее стратиграфическое значение для всех равнин умеренного пояса северного полушария.

Чередование в толще субаэральных отложений покровов лёссов и ископаемых педокомплексов, несомненно, отражает всеобщие климатические колебания в четвертичном периоде и связанные с ними изменения условий седиментации. Покровы лёссов и разделяющие их педокомплексы представляют собой соответствующие стратиграфические рубежи. Последние дают возможность расчленить толщу субаэральных отложений на отдельные стратиграфические подразделения, каждое из которых образовалось в одну из климатических эпох четвертичного периода.

Дальнейшие исследования позволят развить, уточнить и, возможно, дополнить предложенную в настоящей работе стратиграфическую схему, однако нет никаких оснований сомневаться в том, что выделенные подразделения имеют региональный стратиграфический смысл. Важнейшим результатом выполненных исследований следует считать именно выявление последовательности чередования в пределах изученного региона климатически обусловленных эпох накопления субаэральных отложений во время глубоких похолоданий климата и формирования педокомплексов во время его потеплений. Именно такой палеогеографический вывод установлен на основании использования всего комплекса методов четвертичной геологии. Он особенно рельефно выступает при рассмотрении тех осадков, которые охарактеризованы данными радиоуглеродной хронологии. В связи с этим в таких районах широкого развития четвертичных субаэральных отложений, как Восточная Кулунда и Предалтайская равнина, дальнейшее изучение регионально развитых покровов лёссов и разделяющих их педокомплексов должно в ближайшее время стать основным содержанием разработки стратиграфии четвертичного периода.

Толща лёссовых отложений отражает историю осадконакопления наиболее полно. Изучение последовательности напластования этой толщи свидетельствует также о том, что господствующие в литературе стратиграфические и палеогеографические представления, установленные главным образом на основании изучения ледниковых образований и по биостратиграфическим данным, пока крайне схематичны и неполны. Так, например, каждый педокомплекс, формиру-

вавшийся во время глубокого и длительного потепления, обычно состоит не из одной, а из двух или даже трех почв, разделенных тонкими прослоями лёссовидного суглинка (шилунувский, койнинский, бердский педокомплексы и др.). При этом каждая почва несет следы ее вторичного переувлажнения, а позднечетвертичные почвы также и мерзлотно-солифлюкционных явлений. Следовательно, каждый педокомплекс формировался во время нескольких эпох почвообразования, а поздние этапы каждой эпохи протекали в условиях климата, более влажного и холодного, чем ранние. Эти и многие иные особенности строения педокомплексов и разделяющих их покровов лёссовых отложений особенно четко прослеживаются в верхней части толщи лёссовых отложений, накопившейся в позднем плейстоцене (см. табл. 25).

Как уже неоднократно подчеркивалось [Волков, 1971а, б; 1973; Волков, Зыкина, 1977, а, б; и др.], в разрезах позднечетвертичной толщи лёссовых отложений Новосибирского Приобья и других районов Западной Сибири прослеживаются образования трех различных типов природной среды. Ископаемые почвы формировались в климатической обстановке, близкой к современной, их вторичные изменения происходили во влажном и холодном климате, а накопление перекрывающего почву лёсса или лёссовидного суглинка — в условиях очень сухого климата. Такая последовательность подтверждается и палеопедологическими исследованиями. Следовательно, накопление покрова лёссовых отложений начиналось значительно позже окончания предыдущей эпохи почвообразования. Между этими событиями была еще эпоха влажного и холодного климата, когда проходило мерзлотно-солифлюкционное преобразование образовавшейся ранее почвы.

Прослеживание покровов позднечетвертичных лёссовых отложений и генетически связанных с ними эоловых песков на склонах и на дне долин дает основание заключить, что во время их формирования накопление речных осадков почти полностью или полностью прекращалось. Активизация стока и накопление аллювия охватывало время формирования ископаемой почвы и ее вторичного мерзлотно-солифлюкционного преобразования. Такое заключение для каргинско-сартанского времени опирается на данные радиоуглеродной абсолютной геохронологии. Процессы стока и деятельности рек проявлялись во времени весьма неравномерно. Каждой эпохе почвообразования (в особенности ее заключительным этапам) соответствовала активизация стока, а каждому периоду накопления лёссов — его замирание. Следовательно, с каждой эпохой почвообразования было связано накопление соответствующего аллювия. Следует считать, что на протяжении позднего плейстоцена и голоцена было пять эпох накопления аллювия (казанцевская, раннезырянская, раннекаргинская, позднекаргинская и позднеледниково-раннеголоценовая). Выявление этих эпох сопряжено со значительными трудностями. В позднечетвертичное время речные отложения на равнинах накапливались на высотном уровне, мало отличавшемся от уровня современных рек. Тем не менее в Новосибирском Приобье уже установлен аллювий большинства из названных позднечет-

вертикальных эпох активизации стока. Так, например, в основании разреза Красный Яр на уровне, близком к меженному уровню Оби, залегает древний аллювий Оби, который охарактеризован "запретельными" радиоуглеродными датами, но содержит костные остатки позднепалеолитического комплекса млекопитающих. Этот аллювий есть основание считать казанцевским. В разрезе Усть-Травянка на Берди, в русле реки и на ее бечевнике залегает древний аллювий, из которого получена радиоуглеродная дата 37100 ± 4700 (СОАН-10). Здесь же получены и иные даты в возрастном интервале от 47000 до 35000 лет назад [Панычев, 1975]. Аллювий отложился во время раннекаргинского интерстадиала. Завершение его формирования связано с похолоданием коношьелье - 34000-32000 лет назад [Кицд, 1974]. В этом же разрезе присутствует и более молодой аллювий, из нижней части которого [Панычев, 1975] получены даты 28350 ± 350 (СОАН-707) и 26350 ± 270 (СОАН-412). Этот же аллювий, но принадлежащий мелким местным притокам Оби, присутствует и в обнажении Красный Яр. Формирование его происходило во время позднекаргинского интерстадиала и продолжалось, судя по дате на дне лощины на междуречье Шилунихи и Койнихи - 21700 ± 900 (СОАН-12) [Волков, 1973] и в первую половину времени сартанской (позднезырянской) ледниковой стадии. Во многих долинах местных рек Новосибирского Приобья, да и в других районах Западной Сибири, зафиксирован позднеледниково-раннеголоценовый аллювий Криводановской (первой надпойменной) террасы, отложившийся в течение нескольких этапов в отрезок времени от 13000-14000 до 8000-9000 лет назад [Волков, 1971, 1973; Волков, Архипов, 1978; и др.].

Остался пока не установленным раннезырянский аллювий, накопление которого происходило во время формирования верхней почвы ископаемого бердского педокомплекса. Этот аллювий трудно отграничить от казанцевского, но едва ли можно сомневаться в том, что он присутствует в долинах. Неоднократные резкие климатические колебания в позднем плейстоцене сопровождались соответствующими им резкими изменениями осадконакопления. Каждое межледниковье или относительно теплый интерстадиал и первая половина последующего похолодания сопровождались на междуречьях формированием почвенного покрова и его преобразованием в условиях переувлажнения и многолетней мерзлоты. В долинах в это время оживлялась эрозия и накапливался аллювий. Вторая половина каждой ледниковой стадии была временем интенсивного накопления субаэральных (главным образом эоловых) покровных отложений и резкого сокращения стока. Субаэральные покровные осадки накапливались не только на междуречьях, но также на склонах и отчасти на дне долин. При этом значительную роль здесь приобретало накопление делювиально-продювиальных наносов и эоловых дюнных песков. В долинах Оби и низовьев ее крупных притоков важную роль играло также накопление озерных и озерно-дельтовых осадков во время трансгрессивных фаз периодически возникавшего Мансийского озера. Наиболее широко распространены осадки последней, сартанской трансгрессии этого озера [Volkov, Volkova, 1979].

Проведенные исследования показали, что в пределах Новосибирского Приобья верхнечетвертичная толща пользуется почти сплошным распространением, скрывая под собой более древние геологические образования. Все верхнечетвертичные отложения принимают участие в строении форм рельефа междуречий и долин. На различных элементах рельефа осадконакопление в позднем плейстоцене протекало различно; отлагались осадки разного состава и генезиса под влиянием проявления различных геологических процессов.

Наиболее широко распространенные субэральные лёссы и лёссовидные отложения залегают в виде сплошного покрова на междуречьях, склонах, отчасти и на дне долин. Установлено, что для этого покрова характерно цикличное строение, отражающее неоднократно закономерное повторение определенных условий седиментации, связанное с климатическими колебаниями в позднем плейстоцене. Чередуются регионально распространенные, налегающие на древние элементы рельефа разновозрастные горизонты лёссов и лёссовидных отложений, разделенные регионально прослеживаемыми ископаемыми педокомплексами, которые являются надежными стратиграфическими рубежами. В результате дальнейшей разработки лёссовой стратиграфии на основе широкого использования палеопедологического метода детализирована, уточнена и развита намеченная ранее схема; впервые для Сибири предложено дробное стратиграфическое расчленение субэральной толщи в пределах последней палеомагнитной эпохи (Брюнес). В этой толще четко выделяется верхняя часть, накопившаяся в позднем плейстоцене.

В верхнечетвертичной толще выделены три педокомплекса (бердский, искитимский, суминский), образовавшиеся во время соответствующих потеплений климата (казанцевского, каргинского и потеплений позднеледниковья), и три покрова лёссовых отложений (тулинский, ельцовский, баганский), накопившихся во время похолоданий (раннезырянского, позднезырянского и похолоданий позднеледниковья). Специальное изучение ископаемых почв показало, что все они первоначально формировались в степных и лесостепных условиях, т.е. в климатической обстановке, близкой к современной. Из этого следует, что интерстадиалы позднечетвертичного времени отличались в основном лишь длительностью, а не интенсивностью потепления. Мощность каждой почвы до некоторой степени соответствует длительности эпохи почвообразования. Так, например, мощная нижняя почва бердского педокомплекса образовалась в длительное казанцевское межледниковье, а менее мощная верхняя — в более короткий ранний интерстадиал раннезырянского ледниковья

(вероятно, бёрруп). По-видимому, формирование ископаемых почв протекало на фоне очень медленного субаэрального осадконакопления.

Все ископаемые почвы несут ясные следы вторичных преобразований в условиях влажного холодного климата и многолетней мерзлоты. Эти преобразования происходили в начале каждого похолодания, которое прерывало очередную эпоху почвообразования. В конце того же похолодания накапливался очередной горизонт лёссовых отложений. На протяжении позднего плейстоцена было не менее пяти самостоятельных эпох почвообразования. Они соответствуют различным по длительности самостоятельным периодам потепления климата, каждый из которых позже сменялся резким похолоданием, при котором существовала многолетняя мерзлота.

Накопление лёссовых отложений, разделяющих отдельные почвы внутри педокомплексов и педокомплексы, протекало во вторую половину каждого похолодания в условиях очень сухого и, вероятно, уже довольно теплого климата. Каждый раз оно возобновлялось непосредственно после эпохи вторичного преобразования почвы. Прослойки лёссовидного суглинка, непосредственно перекрывающие нижнюю ископаемую почву бердского и искитимского педокомплексов, соответственно связаны с ранним похолоданием раннезырянского ледниковья и похолоданием коношелье. Накопление двух основных позднечетвертичных покровов субаэральных отложений (тулинского и ельцовского) соответственно связано со второй половиной раннезырянского и позднезырянского (сартанского) гляциалов. В основании каждого покрова прослеживается полигональная сеть трещин усыхания, а в нижней части его — относительно грубозернистый субаэральный нанос, в котором отсутствуют признаки криогенеза. Следовательно, накопление лёссовых отложений уже в начале протекало в основном в условиях отсутствия многолетней мерзлоты. Тулинский и ельцовский покровы лёсса не только распространены на междуречьях и склонах, но и выстилают дно мелких местных долин. Следовательно, сток по этим долинам во время накопления субаэральных осадков не проявлялся. Господствовал аридный климат, при котором все осадки испарялись в атмосферу. Во многих местах в покровах субаэральных отложений прослеживаются следы вторичных изменений. Так, например, тулинский лёсс на пологих склонах местами промыт (в условиях верховодки в эпоху формирования нижней почвы искитимского педокомплекса и позже). Такие следы вторичных процессов нужно отличать от первичных свойств покрова.

Изучение рельефа, покровов субаэральных осадков, ископаемых почв и осадков водного генезиса позволило заключить, что накопление речных отложений в позднем плейстоцене носило резко выраженный этапный характер, связанный с климатическими колебаниями. Разновременные серии аллювия отлагались в эпоху обильного стока на высотных уровнях, близких к современной межи рек, а иногда и ниже (казанцевский аллювий) [Панычев, 1975]. Накопление аллювия, связанное с очередной эпохой обильного стока, соответствовало времени завершения формирования очередной почвы

и ее вторичного изменения. Накопление покровов субэральных отложений протекало в условиях резкого сокращения стока. Одно из таких сокращений, имевшее место в позднеледниковье, ясно прослеживается, например, в долине Оби непосредственно до накопления аллювия Криводановской террасы. В пределах всей осевой части долины в то время отлагались эоловые пески.

Голоцен вырисовывается как время консервации рельефа и слабого проявления минерального осадконакопления: формировались современный почвенный покров, озерные, старичные, болотные отложения и торф. Местами накапливались делювиально-пролювиальные наносы. Достаточно ясно выделяется сухое и теплое время среднего голоцена, когда окончательно завершилось формирование почвенного покрова и поверхности Криводановской террасы. Формирование поймы связано в основном с некоторым увлажнением и похолоданием климата в позднем голоцене. Сток стал более обильным, а половодья более высокими. Пойменный гидрологический режим в связи с этим распространился на наиболее пониженные участки Криводановской террасы, которые в среднем голоцене в половодье не подтоплялись. Ввиду этого почвенный покров Криводановской террасы оказался отчасти перекрытым новейшими и пойменными делювиально-пролювиальными осадками.

Проведенные исследования имеют, на наш взгляд, важное научное и практическое значение. Изучение отложений позднего плейстоцена Новосибирского Приобья поможет обрисовать в основном общую последовательность осадконакопления, протекавшего на междуречьях и в долинах в процессе последовательной неоднократной смены похолоданий и потеплений климата, которые сопровождались наступанием и отступанием горных ледников на юге и равнинных — на севере Западной Сибири. Основные выводы и заключения, как полагают авторы, окажут существенное влияние на дальнейшее развитие теории четвертичного оледенения Сибири и общей ледниковой теории.

Не менее важно и практическое значение проведенных исследований. Предложенная дробная стратиграфическая схема может существенно способствовать детальности и точности работ по крупномасштабному картированию. Основные результаты настоящего труда могут быть успешно использованы также инженерами-геологами, занятыми решением разнообразных вопросов дальнейшего развития такого обширного региона, каким является Новосибирское Приобье.

- Агафонов В.Н. Материалы к оценке земель Полтавской губернии. Вып. 12. СПб, 1894.
- Агрохимические методы исследования почв. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 555 с.
- Адаменко О.М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь. - В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 150-164. (Тр. Комис. по изуч. четверт. периода; Т. 22).
- Адаменко О.М. Основные черты стратиграфии четвертичных отложений верховьев бассейна р. Оби. - В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 184-191.
- Адаменко О.М. О возрасте и расчленении краснодубровской свиты Обь-Чумышского плато. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968, с. 33-37.
- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974, 168 с.
- Александрова Л.Н. Типы гумусового профиля и гумусовый режим дерново-подзолистых почв. - Записки ЛСХИ, 1972, т. 165, вып. 2, с. 3-6.
- Алексеева Э.В., Волков И.А. Стоянка древнего человека в Барабинской степи (Волчья Грива). - В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969, с. 142-150.
- Алексеева Э.В., Рябчикова Э.Д. К вопросу о возрасте лёссовых пород окрестностей города Новокузнецка. - В кн.: Вопросы географии Сибири. Вып. 8. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1974, с. 149-154.
- Алифанов В.М., Керженцев А.С., Макеев О.В. Морфология криогенных почв. - В кн.: Криогенные почвы и их рациональное использование. М.: Наука, 1977, с. 31-42.
- Ариуншжина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1971, 487 с.
- Армашевский П.Я. Геологический очерк Черниговской губернии. - Записки Киевск. об-ва естествоиспыт. 1883, т. 7, вып. 1, с. 87-223.
- Армашевский П.Я. Общая геологическая карта России. Лист 46, Полтава-Харьков-Обоянь. - Тр. Геол. ком-та, 1903, т. 15, № 1, 316 с.
- Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 157-169.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971, 331 с.
- Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби. - В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973, с. 7-21.
- Архипов С.А., Вотях М.Р., Казьмина Т.А. К стратиграфии четвертичных отложений Приобского степного плато. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968, с. 15-28.
- Архипов С.А., Худяков Г.И. Об основных принципах расчленения и корреляции антропогенных отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского "материка" на р. Оби. - В кн.: Решения и труды Межведомственного со-

- вешания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961, с. 332-351.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби. - В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973, с. 21-33.
- Базилевич Н.И. Типы засоления природных вод и почв Барабинской низменности. - В кн.: Исследования Барабинской низменности как объекта сельскохозяйственного использования. М., 1953, ч. I, с. 172-435.
- Бейром С.Г. Некоторые вопросы геоморфологии и гидрогеологии г. Новосибирска. - Вестник ЗСГУ, № 4, 1947, с. 30-48.
- Беллами Л. Инфракрасные спектры сложных молекул. М.: Л., 1963. 530 с.
- Бельчикова Н.П., Кононова М.М. Электронные спектры поглощения гумусовых веществ почвы. - В кн.: Органическое вещество целинных и освоённых почв. М.: Наука, 1972, с. 256-259.
- Бирюкова О.Н. Погребенные почвы Чебаково-Балахтинской впадины как показатель условий формирования лёссовых отложений. - Вестник МГУ. Геология, 1976. № 6, с. 74-81.
- Бирюкова О.Н. Органическое вещество погребенных почв лёссовых отложений, его значение для общей теории гумификации и палеопочвенных реконструкций. Автореф. канд. дис. М., 1978. 26 с.
- Бирюкова О.Н., Орлов Д.С. О содержании хлорофилла в современных и погребенных почвах и ископаемых осадках. - Научные докл. Высшей школы: Биол. науки. 1978, № 6, с. 119-122.
- Бирюкова О.Н., Орлов Д.С. Период биологической активности почв и его связь с групповым составом гумуса. - Научн. докл. Высшей школы. Биол. науки, 1978а, № 4, с. 115-119.
- Вагина Т.А. Луга Барабы. Новосибирск, 1962, ч. 1. 198 с.
- Вандакурова Е.В. Растительность Кулундинской степи. Новосибирск, 1950. 128 с.
- Вдовин В.В. Кайнозойские отложения Каменско-Новосибирского Приобья. - Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 15, 1956, с. 117-127.
- Веклич М.Ф. Ископаемые почвы в четвертичных (антропогенных) отложениях юго-западной части Русской равнины. - В кн.: Четвертичный период. Вып. 13, 14, 15. Киев: Изд-во АН УССР, 1961, с. 87-107.
- Веклич М.Ф. Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев: Наукова думка, 1968. 238 с.
- Веклич М.Ф. Стратиграфия и палеогеографические условия образования лёссов на Украине. - В кн.: Тезисы докладов Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовидных пород. Ташкент: Фан, 1969, с. 43-46.
- Веклич М.Ф. Палеогеография и ее основные задачи. - В кн.: Палеогеография. Палеоландшафты. Киев: Наукова думка, 1977, с. 3-66.
- Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Киев: Наукова думка 1972. 226 с.
- Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья нижнего Днепра и равнинного Крыма. Киев: Наукова думка, 1976. 186 с.
- Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Дубняк В.А., Ма́йишина Ж.Н. Закономерности развития природы в позднем кайнозое как основа более рационального использования молодых геологических формаций (на примере территории Украины). - В кн.: Геоморфология и палеогеография. М.: Наука, 1976, с. 358-360.
- Величко А.А. Стратиграфия лёссовых отложений в перигляциальной зоне валдайского и московского оледенений. - В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961, с. 93-108.

- Величко А.А. Опыт корреляции лёссовых отложений в перигляциальной зоне Европы. - В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 147-163.
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1978, 256 с.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Микулинская ископаемая почва, ее особенности и стратиграфическое значение. - В кн.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 100-146.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Лёсс, погребенные почвы и криогенные феномены. - В кн.: Последний европейский ледниковый покров. М.: Наука, 1965, с. 59-64.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты палеогеографии Русской равнины в верхнем плейстоцене. - В кн.: Лёсс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М., 1969а, с. 458-465.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Строение лёссовой толщи Русской равнины. - Изв. АН СССР. Сер. география, 1969б, № 4, с. 18-29.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные горизонты лёссов и ископаемых почв Русской равнины. - В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972а, с. 5-25.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Брянская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение и природные условия формирования. - В кн.: Лёссы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972б, с. 41-114.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Особенности строения средне- и нижнеплейстоценовых ископаемых почв на Русской равнине. - В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972в, с. 189-201.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Древние почвы. - В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкции и модели. М.: 1973, с. 161-181.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Губонина З.П., Маркова А.К., Халчева Т.А. Основные закономерности развития природы в плейстоцене в перигляциальной зоне Русской равнины. - В кн.: Геоморфология и палеогеография. М.: Наука, 1976, с. 360-363.
- Волков И.А. О строении, залегании и происхождении лёссовидных отложений Северного Казахстана. - Вестник ЛГУ, 1960, № 18, с. 137-139.
- Волков И.А. Покровные лёссовидные отложения юга Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 440-450.
- Волков И.А. Новое в изучении следов деятельности рек и изменений климата. - В кн.: Методы геоморфологических исследований. Новосибирск: Наука, 1967, т. I, с. 97-103.
- Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971а, 254 с.
- Волков И.А. О колебаниях климата позднеледниковья и раннего голоцена на юге Западно-Сибирской равнины. - Геол. и геофиз., 1971б, № 8, с. 72-81.
- Волков И.А. Палеогеографическое значение некоторых радиокарбонных датировок на юге Западной Сибири. - Геол. и геофиз., 1973, № 2, с. 3-8.
- Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска. Новосибирск, 1978, 89 с.
- Волков И.А., Волкова В.С., Гуртовая Е.Е. О строении и условиях формирования отложений района г. Самарово. - В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973, с. 55-68.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лёссовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969, с. 332.

- Волков И.А., Зыкина В.С. Ритмика толщи лёссовых отложений в районе г. Искитима Новосибирской области. — В кн.: Палеогеографические основы рационального использования природных ресурсов. Киев: Наукова думка, 1977а, ч. 2, с. 125-127.
- Волков И.А., Зыкина В.С. Ископаемые почвы в опорном разрезе покровных отложений Новосибирского Приобья. — Геол. и геофиз., 1977б, № 7, с. 83-94.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966, с. 1-174.
- Волкова В.С., Воробьев А.И., Задкова И.И. Строение и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. Новосибирск, 1970, 100 с.
- Воробьев А.И. Об ископаемых почвах в четвертичных отложениях западной части Обь-Иртышского междуречья. — В кн.: Палеогеографические аспекты изменения природных условий Сибири и Дальнего Востока. Вып. 3. Новосибирск, 1969, с. 112-113.
- Высоцкий Г.Н. Гидрологические и геобиологические наблюдения в Велико-Анадоле. — Почвоведение, 1899, № 1-4, с. 19-25; 199, № 1, 2, с. 22-39.
- Гаджиев И.М., Дергачева М.И. Изменения органического вещества дерново-подзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом под влиянием зимнего промерзания. — В кн.: Проблемы сибирского почвоведения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 97-106.
- Гаджиев И.М., Кленов Б.М. О дерново-подзолистых почвах со вторым гумусовым горизонтом Свердловской области. — В кн.: География и генезис почв Сибири. Новосибирск: Наука, 1976, с. 32-47.
- Гаджиев И.М., Курачев В.М., Хмелев В.А. Особенности развития почв Западно-Сибирской равнины и некоторые вопросы их классификации. — В кн.: Проблемы сибирского почвоведения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5-16.
- Гаджиев И.М., Савина Л.Н. Палинологическое исследование дерновоподзолистых почв со вторым гумусовым горизонтом Западной Сибири. — В кн.: География и генезис почв Сибири. Новосибирск: Наука, 1976, с. 19-32.
- Герасимов И.П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 207-224.
- Герасимов И.П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. I, с. 224-231.
- Герасимов И.П. Лёссовобразование и почвообразование. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 1, с. 124-128.
- Герасимов И.П., Величко А.А., Морозова Т.Д., Фаустова М.А. Микроморфологический метод в изучении лёссовых образований и первые результаты его применения. — В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966, с. 5-16.
- Глинка К.Д. Задачи исторического почвоведения. Варшава, 1904.
- Глазовская М.А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение. — В кн.: Вопросы географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 59-68.
- Глушанкова Н.И. О составе гумуса погребенных почв Приобского степного плато в разрезе Белово. — Вестник МГУ. Серия Б. География, 1971а, № 3, с. 104-108.
- Глушанкова Н.И. Особенности группового состава гумуса погребенных почв Лихвинского разреза. — Вестник МГУ. Серия Б. География, 1971б, № 5, с. 103-109.

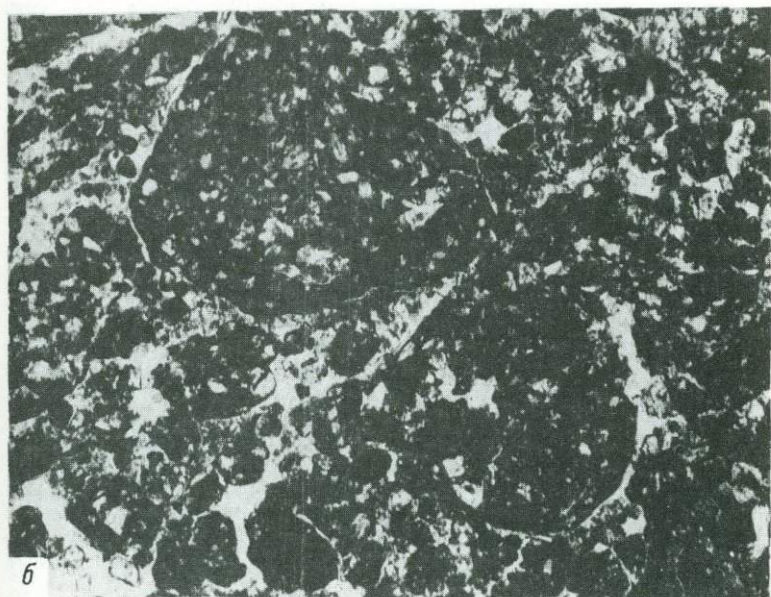
- Глушанкова Н.И. Органическое вещество погребенных почв новейших отложений и его палеогеографическое значение. – Автореф. канд. дис. М., 1972. 25 с.
- Глушанкова Н.И. Характеристика органического вещества ископаемых почв. – В кн.: Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов. Киев: Наукова думка, 1977, ч. I, с. 113–115.
- Глушанкова Н.И., Аммосова Я.М. К методике изучения органического вещества погребенных почв. – В кн.: Сборник трудов молодых ученых географического факультета МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 17–21.
- Глушанкова Н.И., Аммосова Я.М. К познанию свойств органического вещества погребенных почв. – В кн.: Органическое вещество современных ископаемых осадков и методы его изучения. М.: Наука, 1974, с. 130–208.
- Гришина Л.А., Орлов Д.С. Система показателей гумусного состояния почв. – Тез. докладов на пятом съезде почвоведов, Вып. 4. Минск, 1977, с. 3–5.
- Гришина Л.А., Орлов Д.С. Система показателей гумусного состояния почв. – Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1978, с. 42–47.
- Гусев А.И. Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска. Томск, 1934.
- Дайер Д.Р. Приложения абсорбционной спектроскопии органических соединений. М.: Химия, 1970. 163 с.
- Дергачева М.И. Оптические свойства системы гумусовых веществ Урала и Зауралья. – Тр. Ин-та экологии растений и животных УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972, вып. 85, с. 146–155.
- Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество из двух позднечетвертичных педокомплексов Новосибирской области. – Тез. докладов на пятом съезде почвоведов. Вып. 4. Минск, 1977, с. 180.
- Дергачева М.И., Зыкина В.С. Состав гумуса плейстоценовых ископаемых почв Новосибирского Приобья. – Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 81–92.
- Дергачева М.И., Зыкина В.С. Аминокислотный состав гуминовых кислот позднеплейстоценовых ископаемых почв Новосибирского Приобья. – Геол. и геофиз., 1979, № 6, с. 115–118.
- Дергачева М.И., Кузьмина Э.Ф. Участие углеводов в формировании гумусовых кислот некоторых типов почв Алтайского края. – В кн.: Специфика почвообразования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 121–134.
- Димо В.Н. Физические свойства и элементы теплового режима мерзлотных лугово-лесных почв. – В кн.: Мерзлотные почвы и их режим. М.: Наука, 1964, с. 100–158.
- Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Василенко В.И. О возрасте и реликтовых признаках почв Томского Приобья. – В кн.: Материалы к симпозиуму IV совещания географов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1969, с. 117–119.
- Добровольский Г.В., Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Ремезова Г.Л. О генезисе и географии почв Томского Приобья. – Почвоведение, 1969, № 10, с. 3–12.
- Добровольский Г.В., Морозова Т.Д., Шоба С.А. Применение микроморфологического метода для диагностики погребенных и древних (реликтовых) почв. – В кн.: Труды десятого Международного конгресса почвоведов. Т. 7. М., 1974, с. 198–204.
- Добродеев О.П. Эволюция химического состава илистой фракции продуктов выветривания и почвообразования в новейшее геологическое время. – Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1968, № 3, с. 36–41.
- Добродеев О.П. Ритмы почвообразования на территории Приазовья в плейстоцене. – В кн.: Ритмы и цикличность в природе. М.: Мысль, 1970, с. 182–206.

- Добродеев О.П. Лихвинская погребенная почва Сано-Днепровского междуречья. - Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1971, № 3, с. 108-112.
- Добродеев О.П. Ископаемые почвы - летопись природы. - Природа, 1972, № 10, с. 70-76.
- Добродеев О.П. История почвообразования и палеогеография почв Русской равнины в плейстоцене: Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1973а, с. 58.
- Добродеев О.П. Основные эпохи почвообразования на территории Русской равнины в позднем плейстоцене. - Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1973б, с. 33-40.
- Добродеев О.П., Глушанкова Н.И. Палеогеографическое значение состава гумуса погребенных почв и новейших отложений. - Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1968, № 1, с. 80-87.
- Докучаев В.В. К вопросу о происхождении русского лёсса. - Тр. СПб об-ва естествоиспыт., отд. геологии и минералогии, 1893, т. 22, вып. 2, с. II-VI.
- Дроздова Т.В. Аминокислоты в органических остатках осадочных пород. - Тр. Биогеохим. лаборатории ГЕОХИ АН СССР, 1968, вып. 12, с. 5.
- Дроздова Т.В. Геохимические условия сохранности аминокислот и порфириновых структур в осадочных отложениях. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: 1972, с. 468-473.
- Дроздова Т.В. Аминокислоты как признак сохранности органического вещества осадочных отложений. - В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 116-124.
- Дроздова Т.В. Аминокислотный показатель геологической эволюции органического вещества древних отложений. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 4, кн. 2. М.: Недра, 1975, с. 194-199.
- Дроздова Т.В. Геохимия аминокислот. М.: Наука, 1977, 199 с.
- Дубняк В.А. Карты ископаемых почв лёссовой толщи левобережья Среднего Днепра. - В кн.: Вопросы геологии осадочных отложений Украины. Киев: Наукова думка, 1972, с. 49-54.
- Дубняк В.А. Распространение антропогенных ископаемых почв левобережья Среднего Днепра. - В кн.: Палеопедология, Киев: Наукова думка, 1974, с. 83-100.
- Евсеев А.В. Погребенные почвы Верхнего Приобья и их палеогеографическое значение: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М., 1973, с. 25.
- Евсеев А.В. Погребенные почвы Приобского плато. - В кн.: Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеогеография Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая). М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 54-57.
- Евсеев А.Е., Ильичев В.А. Абсолютный возраст погребенных почв и этапы почвообразования по данным радиоуглеродного и термоминералогического анализа. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 4, с. 895-898.
- Евсеев А.В., Хорев В.С. Сравнительная характеристика физических свойств современных и погребенных почв южного Приобья. - Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1972, № 3, с. 91-93.
- Завельский Ф.С., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст гумуса ископаемых почв брянского времени и его эквивалентов в Европе и Северной Америке. - В кн.: Геоморфология и палеогеография. М., 1976, с. 363-366.
- Заморий П.К. Палеогеография и стратиграфия погребенных почв Украины. - Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1975, № 44, с. 20-29.
- Зонн С.В. Принципы классификации лесных почв и методы их изучения в СССР. - Докл. к Международной конф. по почвоведению: Новая Зеландия. М., 1962, с. 16-20.

- Зудин А.Н. Статус краснодубровской и кочковской свит. - В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск: Наука, 1969, с. 42-45.
- Зудин А.Н., Вотях М.Р., Галкина Л.И., Липагина В.Я. Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. Новосибирск: Наука, 1977, 101 с.
- Зудин А.Н., Панычев В.А. Особенности разреза Приобского степного плато у села Калистратиха. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968, с. 29-33.
- Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. - В кн.: Верхний плейстоцен: Стратиграфия и абсолютная геохронология. М.: Наука, 1966, с. 32-66.
- Зырин Н.Г., Овчинникова М.Ф., Орлов Д.С. Аминокислотный состав гуминовых кислот и фульвокислот некоторых типов почв. - Агрохимия, 1964, № 4, с. 108-120.
- Иванова И.К. О поездке в Федеративную Республику Германии на Симпозиум лёссовой комиссии ИНКВА. Общее собрание и полевые маршруты ДЕЙКВА (16-30 сентября 1974 г.) - Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 46, 1976, с. 142-161.
- Иванова И.К., Кесь А.С., Морозова Т.Д. Лёссы и погребенные почвы на территории Федеративной Республики Германии. - Изв. АН СССР. Сер. географ. 1975, № 5, с. 127-138.
- Ильин Р.К. К вопросу о генезисе гумусовых горизонтов южно-русского лёсса. - Русский почвовед, 1916, № 5-6, с. 135-141.
- Ильин Р.С. О происхождении рельефа, поверхностных пород и почв Томского района. - Труды Томского краевого музея, 1929, т. 3, вып. 1, с. 1-17.
- Ильин Р.С. О происхождении лёссов и других поверхностных пород скульптурных равнин. - Почвоведение, 1930, № 1-2, с. 159-166.
- Ильин Р.С. Происхождение лёссов в свете учения о зонах природы, сменяющихся в пространстве и времени. - Почвоведение, 1935, № 1, с. 80-100.
- Ильин Р.С. Происхождение лёссов (из истории вопроса). М.: Наука, 1978. 236 с.
- Караваева Н.А. Генезис и эволюция второго гумусового горизонта в почвах южной тайги Западной Сибири. - В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978а, с. 133-157.
- Караваева Н.А. Современное заболачивание в почвах южной тайги Западной Сибири и эволюция почвенного покрова в голоцене. - В кн.: Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. М.: Наука, 1978б, с. 158-210.
- Кахаткина М.И. Групповой и фракционный состав гумуса почв земледельческих районов Томской области: Автореф. дис. ... канд. с/х наук... Томск, 1974. с. 21.
- Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., 1958. 192 с.
- Кесь А.С. Основные черты строения лёссового рельефа. - В кн.: Идеи академика Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974, 225 с.
- Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.; Наука, 1973, кн. 1. 447 с.
- Козьменко А.С. Основы противозерозионной мелиорации. М.: Сельхозгиз, 1954. 370 с.



a

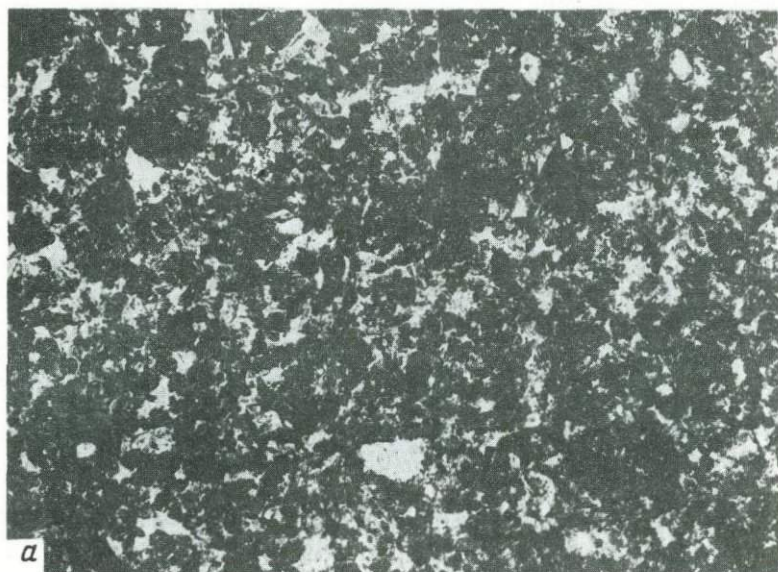


б

Р и с. 24. Микростроение нижней бердской почвы в разрезе карьера близ ст. Ложок
a – гумусовый горизонт (х 60); *б* – иллювиальный горизонт В₁ (х 60); *в* –
иллювиальный горизонт В₁, слоистый натек, польнита (ник. +, х 125)

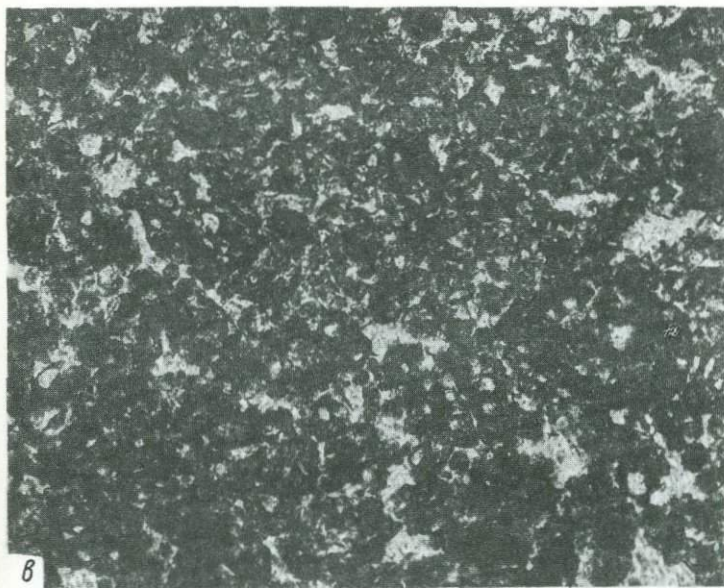
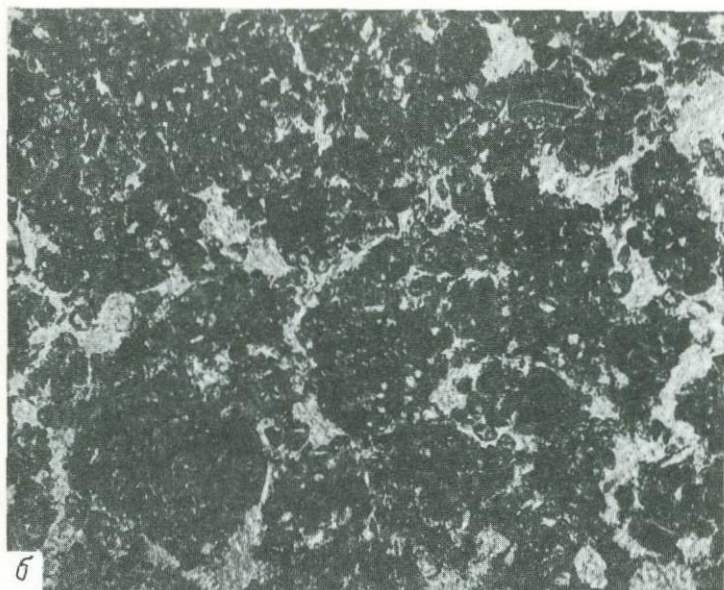


Р и с. 24 (окончание)

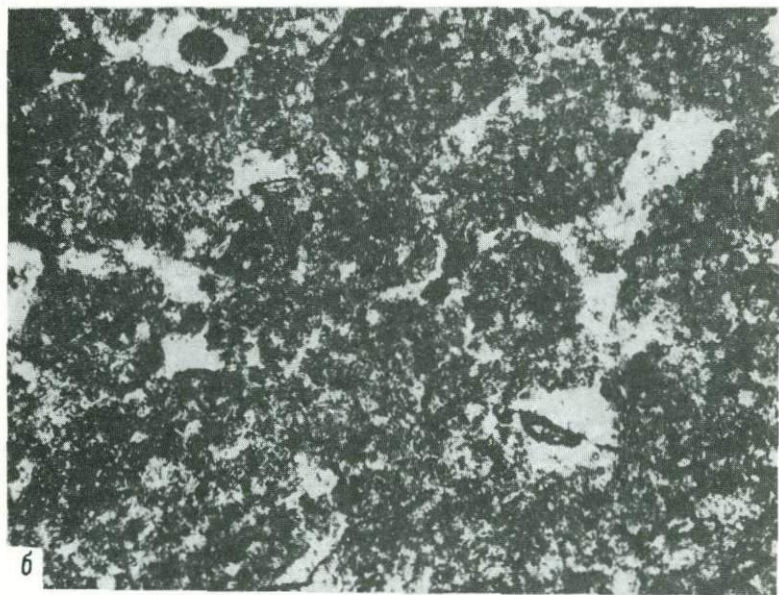


Р и с. 26. Микростроение верхней бердской почвы в разрезе карьера близ ст. Ложок (x 60)

а – гумусовый горизонт; *б* – иллювиальный горизонт; *в* – горизонт С



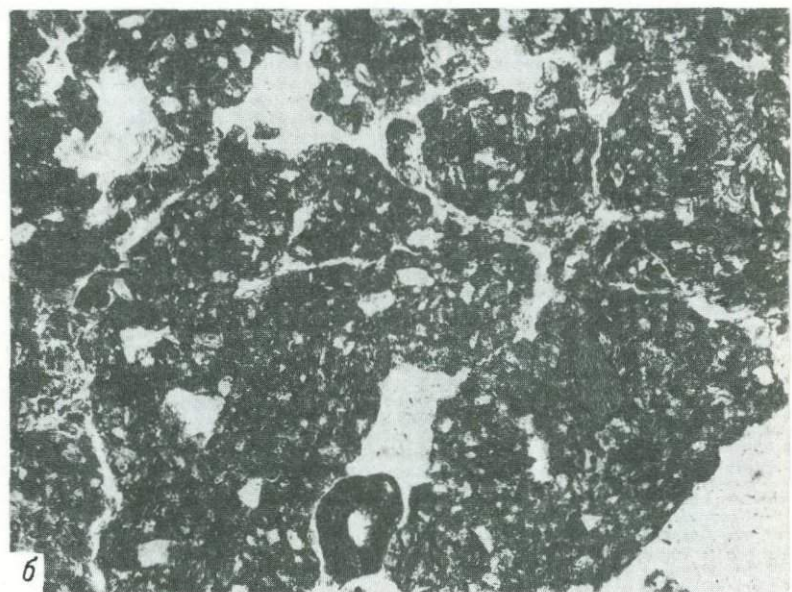
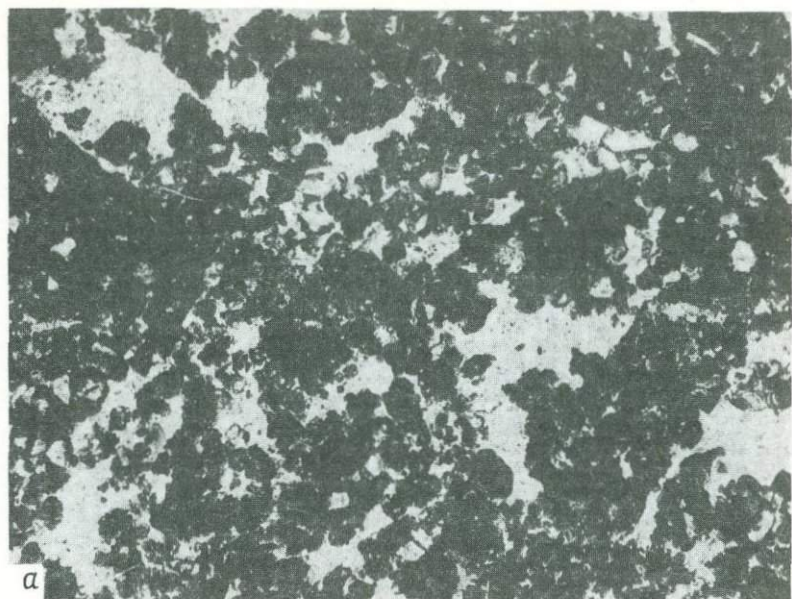
Р и с. 26 (о к о н ч а н и е)



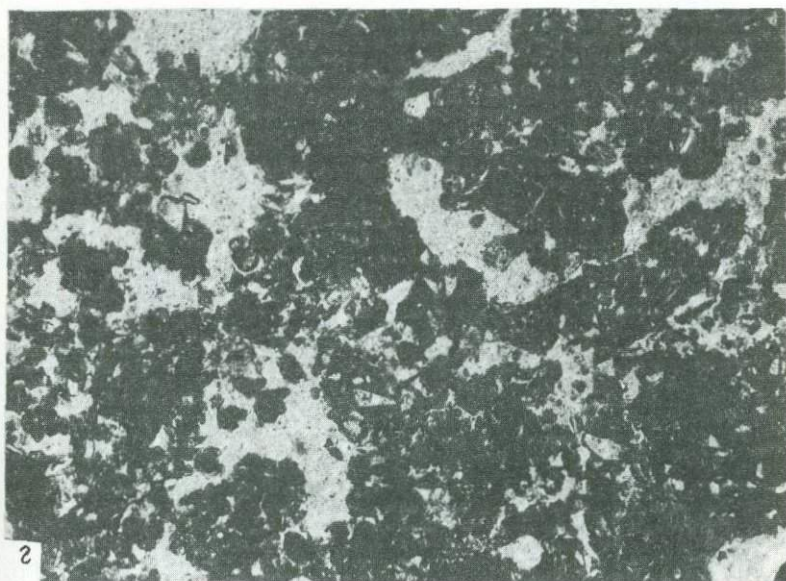
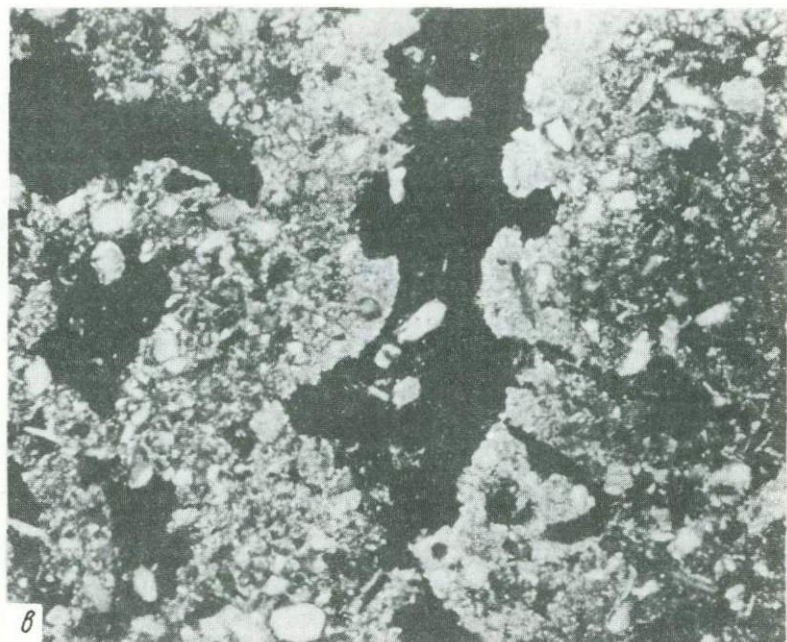


Р и с. 30. Микростроение верхней искитимской почвы в разрезе Мраморного карьера
близ пос. Шипуново (x 60)

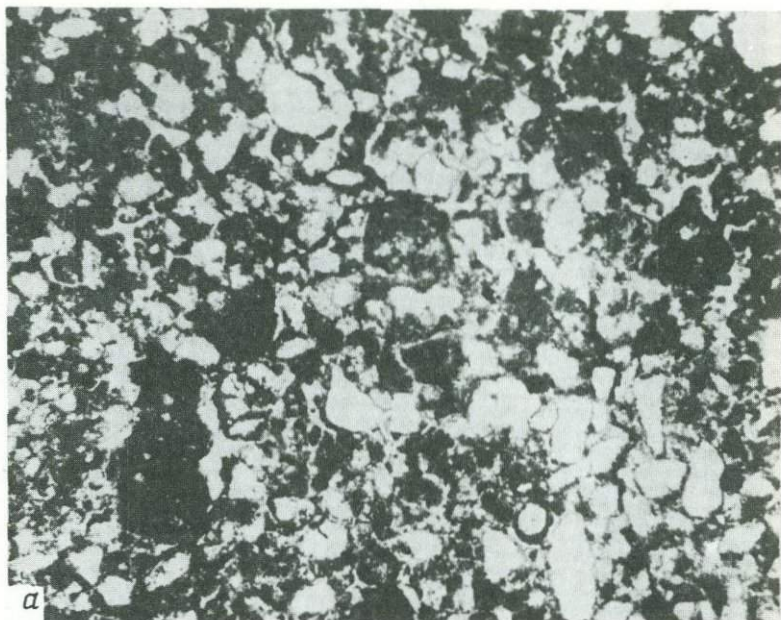
а – гумусовый горизонт; *б* – иллювиальный горизонт; *в* – горизонт С



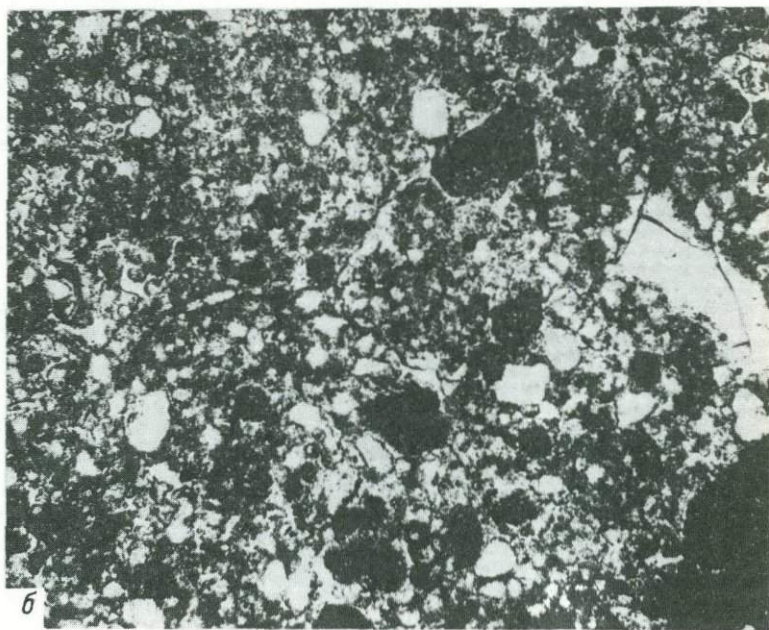
Р и с. 31. Микростроение нижней искитимской почвы в разрезе близ ст. Ложок
a — гумусовый горизонт (x 60); *б* — иллювиальный горизонт (x 60); *в* — иллювиальный горизонт — микрокристаллический кальцит вокруг пор (ник. +, x 125); *г* — горизонт С (x 60)



Р и с. 31 (окончание)



а



б

Р и с. 33 (окончание)

Р и с. 33. Микростроение иллювиального горизонта суминской почвы в разрезе карьера кирпичного завода пос. Суминское (x 40)

а — верхняя часть иллювиального горизонта; *б* — нижняя часть

- Козьменко А.С. Борьба с эрозией почвы. М.: Сельхозгиз, 1957, 207 с.
- Койнов В. Влияние четвертичных тектонических движений на формирование почвенного покрова Верхне-фракийской низменности в Болгарии. - Почвоведение, 1956, № 9, с. 1-18.
- Кононова М.М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 390 с.
- Кононова М.М. Гумус главнейших типов почв СССР, его природа и пути образования. - В кн.: Доклады VI междунар. конгр. почвоведов: II комиссия. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 5-21.
- Кононова М.М. Процессы превращения органического вещества и их связь с плодородием почвы. - Почвоведение, 1968, № 8, с. 17-22.
- Кононова М.М. Органическое вещество почвы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 313 с.
- Кононова М.М., Бельчикова Н.П. Ускоренные методы определения состава гумуса минеральных почв. - Почвоведение, 1961, № 10, с. 75-87.
- Кригер Н.И. О происхождении лёсса Рудного Алтая. - В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 139-146.
- Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
- Крокос В.И. Краткий очерк четвертичных отложений Украины. - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1926, т. 4, с. 214-264.
- Крокос В.И. Материалы для характеристики четвертичных отложений восточной и южной Украины. Вып. 5. Харьков, 1927, с. 1-326.
- Крокос В.И. Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины. - Изв. Глав. геол.-разв. упр., 1930, т. 49, № 1, с. 1-8.
- Крокос В.И. Палеопедология и ее значение. - В кн.: Сборник памяти акад. Тутковского. Киев, 1931, т. 1, с. 163-186.
- Крокос В.И. К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины. - Докл. АН СССР, 1934, т. 2, № 8, с. 500-506
- Крокос В.И. Стратиграфия четвертичных отложений юго-западной части Донского ледникового языка. - Докл. АН СССР, 1936, т. 4, № 4-5, с. 221-224.
- Крылов П.Н. Очерк растительности Сибири. Томск, 1919, с. 1-24
- Крылов Г.В., Салатова Н.Г. Леса Западной Сибири. Новосибирск, 1950. 176 с.
- Крыстанов С.А. Характеристика органического вещества основных типов почв Северной Болгарии. - В кн.: Органическое вещество целинных и освоенных почв. М.: Наука, 1972, с. 119-141.
- Кузьмин А.М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. - Изв. Зап.-Сиб. отд. геолог. ком-та, 1929, т. 8, вып. 2, 62 с.
- Куминова А.В. Растительность Кемеровской области. Новосибирск, 1950, 167 с.
- Кучин М.И. Лёссовидные породы Приобья и Кузнецкой котловины. - Сборник научн. трудов Томского инж.-строит.ин-та. Томск, 1960, т. VII, с. 19-25.
- Лаврентьев А.И., Рябчикова Э.Д., Чугуевская Е.К. Бедаревский разрез плейстоцена в Кузбассе. - В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск: Наука, 1969, с. 46-51.
- Лапшина Е.И. Растительный покров. - В кн.: Новосибирская область. Природа и ресурсы. Новосибирск: Наука, 1978, с. 112-124.

- Лапшина Е.И., Пеньковская Е.Ф., Храмов А.А. Характерные черты растительного покрова долины р.Оби от г.Барнаула до с.Кривошеино. Новосибирск, 1971. 35 с.
- Ларионов А.К., Приклонский В.А., Ананьев В.П. Лёссовые породы СССР и их строительные свойства. М.: Гос.науч.-тех. изд-во, 1959. 367 с.
- Лебедева И.И., Денисова Н.В., Носин В.А., Фатьянов А.С. Черноземы Приволжской лесостепи. — В кн.: Черноземы СССР (Поволжье и Предуралье). М.: Колос, 1978, с. 33–107.
- Ливеровский Ю.А. Палеочвоведение (некоторые проблемы, использованные в палеогеографическом и стратиграфическом аспектах). — Вестник МГУ, Сер. геогр., 1973, № 4, с. 28–34.
- Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М.: Наука, 1966. 284 с.
- Лунгерсгаузен Л.Ф. О стратиграфической самостоятельности отдельных лёссовых горизонтов Украинской степи. — Изв. Гос. географ. об-ва, 1934, т. 66, в. 6, с. 735–754.
- Малолетко А.М. К стратиграфии четвертичных отложений предалтайской части Западной Сибири. — Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1959, № 8, с. 53–58.
- Малолетко А.М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 165–183 (Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. 22).
- Малолетко А.М. Палеогеография Предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, 1972. 228 с.
- Мартынов В.А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л.: Гостеолтехиздат, 1957, с. 471–484.
- Мартынов В.А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостеолтехиздат, 1961, с. 412–428.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (стратиграфия). Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1965. 27 с.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с. 9–22.
- Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Никитин В.П., Шаевич Я.Е. Геоморфологическое строение долины р.Оби в районе г.Новосибирска. Новосибирск, 1977. 35 с.
- Матвеевская А.Л. Строение современной поверхности и рыхлого покрова в северо-западном Присалаирье. — Тр. Горно-геол. ин-та Западно-Сиб. филиала АН СССР, вып. 15, 1956, с. 129–144.
- Матвишина Ж.Н. Возможности микроморфологического анализа для выяснения генезиса плейстоценовых почв (на примере Украины). — В кн.: Тезисы докл. V делегатского съезда Всесоюзного общества почвоведов. Вып. 5. Минск, 1977, с. 167–169.
- Методика палеопедологических исследований /Веклич М.Ф., Матвишина Ж.Н., Медведева В.В. и др. Киев: Наук. думка, 1979. 272 с.
- Мизеров Б.В. Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с. 245–258.

- Минашина Н.Г. Микроморфологическое исследование лёсса и его изменений при почвообразовании. - В кн.: Доклады советских почвоведов к VII международному конгрессу в США. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 465-475.
- Михальченко Б.Ф. Литолого-минералогическая характеристика лёссовидных суглинков для отдельных резервов степного Приобского плато. - В кн.: Сборник научных трудов Томского инженерно-строительного ин-та. Т. 7. Томск, 1960, с. 72-76.
- Мойский Ю.З. Очерк по стратиграфии лёссов в Польше. - Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1967, № 33, с. 41-56.
- Мойский Ю.З. Стратиграфия лёссов. - В кн.: Лёсс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. 1969, с. 304-319.
- Морозова Т.Д. Ископаемые почвы Валдайского интерстадиала. - Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 2, с. 405-408.
- Морозова Т.Д. Строение древних почв и закономерности их распространения в различные эпохи верхнего плейстоцена. - Почвоведение, 1963а, №12, с. 26-38.
- Морозова Т.Д. Микроморфологическое изучение погребенных почв. - Почвоведение, 1963б, № 9, с. 49-56.
- Морозова Т.Д. Верхнеплейстоценовые ископаемые почвы Восточной Европы. - В кн.: Лёсс-перегляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. 1969а, с. 438-448.
- Морозова Т.Д. Ископаемые почвы. - В кн.: Лёсс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. 1969б, с. 563-571.
- Морозова Т.Д. Ископаемые почвы в лёссах Русской равнины. - В кн.: Актуальные вопросы Северной географической науки. М.: Наука, 1972а, с. 54-57.
- Морозова Т.Д. Об эволюции процессов почвообразования на Русской равнине в четвертичное время. - Почвоведение, 1972б, № 7, с. 3-10.
- Морозова Т.Д. Особенности диагностики генезиса ископаемых почв. - В кн.: Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М., 1975, с. 122-134.
- Морозова Т.Д., Фаустова М.А. Микростроение оптически ориентированных глин в почвах и рыхлых отложениях. - Изв. АН СССР. Сер. географ., 1965, № 5, с. 90-99.
- Морозова Т.Д., Чичагова О.А. Исследования гумуса ископаемых почв и их значение для палеогеографии. - Почвоведение, 1968, № 6, с. 34-44.
- Москвитин А.И. Погребенные почвы Прилукского округа Украины и время лёссообразования. - Бюлл. МОИП, 1930, т. 8, № 34, с. 361-371.
- Москвитин А.И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири. - Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 14, 1940, 83 с.
- Москвитин А.И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 11-36.
- Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Центральной и Западной Европы. - Труды ГИН, вып. 193, 1970, 287 с.
- Мясникова А.М. Характеристика размеров накопления и качественного состава гумуса серых почв заповедника "Лес на Ворксле". - Уч. зап. ЛГУ. Сер. биол. наук, 1956, вып. 42, № 221, с. 73-93.
- Набоких А.И. Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. - В кн.: Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губернии, 1915, вып. 6, с. 17-27.
- Нагорский М.П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Зап.

- Сиб. изменности. — Вестник ЗСГУ, 1941, № 3, с. 36–57.
- Наканиси К. Инфракрасные спектры и строение органических соединений. М.: Мир, 1965. 232 с.
- Никитенко Ф.А. Лёссовые породы Верхнего Приобья. — Известия Вост. филиала АН СССР, 1957, № 9, с. 34–45.
- Никитенко Ф.А. Инженерно-геологические свойства лёссовых пород Верхнего Приобья в связи с условиями их формирования. — Изв. Высш. учеб. заведений. Сер. геол. и разведка, 1959, № 8, с. 123–127.
- Никитенко Ф.А. О некоторых инженерно-строительных особенностях лёссовых пород Новосибирского Приобья. — В кн.: Вопросы инженерной геологии, оснований и фундаментов. Новосибирск, 1961, с. 5–26.
- Никитенко Ф.А. О литолого-стратиграфических комплексах лёссовых пород Приобья. — В кн.: Вопросы инженерной геологии, оснований и фундаментов. Новосибирск, 1962, с. 3–6.
- Никитенко Ф.А. Лёссовые породы Новосибирского Приобья и их инженерно-геологическая характеристика. — В кн.: Лёссовые породы Приобья. Новосибирск, 1963, с. 7–285.
- Никитенко Ф.А. Погребенные почвы в лёссовых породах Приобья и их стратиграфическое значение. — Геол. и геофиз., 1964, № 5, с. 109–112.
- Никитенко Ф.А. Новосибирское Приобье. — В кн.: Лёссовые породы СССР. М.: Наука, 1966, с. 141–147.
- Никитенко Ф.А. Лёссовые породы Новосибирского Приобья (распространение, условия залегания и стратиграфия). — В кн.: Физико-механические свойства и вопросы формирования лёссовых пород Сибири. М.: Наука, 1968, с. 122–134.
- Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Ч. /Веклич М.Ф., Артюшенко А.Т., Сиренко Н.А. и др. Киев: Наукова думка, 1969. 173 с.
- Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв. М.: Изд-во МГУ, 1974. 232 с.
- Орлов Д.С. Об идентификации гумусовых кислот. — Вестник МГУ. Сер. биол., 1969, № 5, с. 73–80.
- Орлов Д.С. Элементный состав и степень окисленности гумусовых кислот. — Науч. докл. Высш. школы: Биол. науки, 1970, № 1, с. 5–20.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Садовникова Л.К., Фридланд Е.В. Использование группового состава гумуса и некоторых биохимических показателей для диагностики почв. — Почвоведение, 1979, № 4, с. 10–22.
- Орлов Д.С., Гришина Л.А., Ершичева Н.Л. Практикум по биохимии гумуса. М.: Изд-во МГУ, 1969. 155 с.
- Орлов Д.С., Розанова О.Н., Матюхина С.Г. Инфракрасные спектры поглощения гуминовых кислот. — Почвоведение, 1962, № 1, с. 17–25.
- Палеоландшафты областей позднекайнозойского лёссовобразования /Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Дубняк В.А., Матвишина Ж.Н. Л., 1975. 28 с.
- Панычев В.А. Стратиграфия и геохронология позднейших отложений аллювиальных отложений долин рек Верхнего Приобья (по данным радиоуглеродного метода). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1975. 25 с.
- Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предальтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 120 с.
- Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Задачи и методы почвенно-минералогических исследований под микроскопом. — Почвоведение, 1958, № 12, с. 28–35.
- Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 198 с.
- Петров Б.Ф. О лёссе Алтая. — Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1948, № 11, с. 67–91.
- Петров Б.Ф. Значение ископаемых и древних почв для четвертичной палеогеографии. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР. Вып. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950, с. 226–276.

- Печи М. Палеогеографическая реконструкция и количественная оценка лёссовых профилей Венгрии. - В кн.: Геоморфология и палеогеография. М., 1976, с. 346-350.
- Печи М., Шибени Е. Распространение лёсса, его типы, погребенные почвы и их хронологическое значение. - В кн.: Лёсс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. 1969, с. 213-239.
- Пономарева В.В. О географических закономерностях гумусообразования. - В кн.: Доклады VI междунар. конгр. почвоведов. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 20-26.
- Пономарева В.В. Теория почвообразовательного процесса. М.: Наука, 1964. 378 с.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Методика и некоторые результаты фракционирования чернозема. - Почвоведение, 1968, № 11, с.104-117.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Сравнительное сопоставление гумусовых профилей типичного чернозема, темно-серой лесной и темнокаштановой почв. - Почвоведение, 1975а, № 7, с. 54-64.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. О растворимости в воде препаратов гуминовых кислот, выделенных из профилей чернозема, серой и бурой лесной почв. - Почвоведение, 1975б, № 9, с. 63-73.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. К сравнительной характеристике некоторых диагностических признаков серых и бурых лесных почв. - Почвоведение, 1976, № 1, с. 33-40.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А. К генезису и характеристике гумусового профиля чернозема. - В кн.: Материалы к изучению природных экосистем центральной лесостепи Русской равнины. Воронеж, 1977, с. 80-106.
- Почвы Новосибирской области. Новосибирск: Наука, 1966. 422 с.
- Православлев П.А. Приобье Кулундинской степи. - Материалы по геологии Западно-Сибирского края. 1933, вып. 6, с. 58.
- Путеводитель почвенной экскурсии по Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1967. 148 с.
- Ревердатто В.В. Растительность Сибири. Новосибирск, 1931, 176 с.
- Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. I. Тюмень, 1969, с. 144; Ч. II. Тюмень, 1970 274 с.
- Розанов Б.Г. Генетическая морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1975. 293 с.
- Рубилин Е.В., Вернандер Н.Б., Парфенова Е.И., Сулова Е.В., Троицкий А.И. Серые лесные почвы европейской части СССР. - В кн.: Генезис, классификация и картография почв СССР. М.: Наука, 1964, с. 58-73.
- Руэ Р. Палеопочвоведение четвертичного периода. - В кн.: Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968, т. 1, с. 502-515.
- Рябчикова Э.Д. Литолого-минералогическая характеристика Уронского Опорного разреза четвертичных отложений Кузбасса. - Изв. ТПИ, 1971а, т. 217, с. 156-160.
- Рябчикова Э.Д. Плейстоценовые лёссовидные отложения юго-западной части Кузнецкой котловины (их строение, литология и условия формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1971б, 24с.
- Рябчикова Э.Д., Чугуевская Е.К. О погребенных почвах плейстоцена юго-запада Кузнецкой котловины. - В кн.: Геология. Материалы конфе-

- ренции, посвященной 75-летию Политехнического института. Томск: Изд-во ТГУ, 1973, с. 45-46.
- Рябчикова Э.Д., Чугуевская Е.К. Новые данные о погребенных почвах юго-западной части Кузнецкой котловины на примере Колмогорского разреза. - Изв. ТИП, 1977, т. 287, с. 51-55.
- Ряпина В.Е. К вопросу о расчленении среднеллейстоценовых отложений Приобского плато на основании изучения тяжелых минералов. - Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, с. 114-116.
- Ряпина В.Е. О стратиграфическом положении "синих" глин в разрезах степного Приобского плато. - В кн.: Труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1961, с. 329-331.
- Ряпина В.Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Верхнего Приобья. - Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1962, № 27, с. 86-87.
- Ряпина В.Е. О погребенных почвах Верхнего Приобья. - В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 185-189.
- Садовникова Л.К., Орлов Д.С. Групповой состав гумуса почв зонального ряда и роль углеводо в формировании различных фракций. - Вестник МГУ: Биология, почвоведение, 1976, № 5, с. 53-65.
- Селяков С.Н., Зальцман И.Г. Четвертичные погребенные почвы Приобского плато. - Изв. СО АН СССР, 1959, № 1, с. 91-102.
- Семина Е.В. Микроморфологические особенности серых лесных почв Красноярской лесостепи. - В кн.: Микроморфология почв и рыхлых отложений. М.: Наука, 1975, с. 53-60.
- Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 270 с.
- Сиренко Н.А. Палеопедология - наука о древнем почвообразовании. - В кн.: Палеопедология. Киев: Наукова думка, 1974а, с. 3-14.
- Сиренко Н.А. Антропогенные почвенные покровы равнинной территории Украины. - В кн.: Палеопедология. Киев: Наукова думка, 1974б, с. 27-43.
- Сиренко Н.А. Развитие почвообразования в плейстоцене на территории Украины. - В кн.: Геоморфология и палеогеография. М., 1976, с. 352-354.
- Сиренко Н.А. Плейстоценовые ископаемые почвы Украины. - Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев, 1977. 70 с.
- Смолякова Л. Погребенные почвы в лесах Чехословакии. - В кн.: Лёсс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы, 1969, с. 182-188.
- Смоликова Л., Ложек В. Стратиграфическое и палеоклиматическое значение четвертичных ископаемых почв Средней Европы. - Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1965, № 30, с. 26-46.
- Соколов Д.Ф., Студницына Т.Н. Состав и оптические свойства гуминовых кислот некоторых лесных почв. - Докл. АН СССР, 1961, т. 138, № 4, с. 931-934.
- Соколов И.А., Таргульян В.О. Взаимодействие почвы и среды: почва-память и почва-момент. - В кн.: Изучение и освоение природной среды. М., 1976, с. 150-164.
- Сулашина Г.А., Рождественская В.М. Юго-восток Томской области. - В кн.: Лёссовые породы СССР. М.: Наука, 1966, с. 127-140.

- Тофанюк Ф.С. Литолого-минералогическая характеристика лёссовых пород центральной части Новосибирского Приобья в связи с оценкой их инженерно-геологических свойств. - Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1967. 25 с.
- Тофанюк Ф.С., Шаров В.И. Погребенные почвы и расчленение лёссовых пород Новосибирского Приобья. - В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968, с. 37-41.
- Тофанюк Ф.С., Шаров В.И., Швецов Г.И. Некоторые инженерно-геологические свойства лёссовых пород Новосибирского Приобья. - В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с. 484-487.
- Тюрин И.В. Органическое вещество почвы. М.;Л.: Сельхозиздат, 1937. 283 с.
- Тюрин И.В. Географические закономерности гумусообразования. - Труды Юбилейной сессии, посвященной столетию со дня рождения В.В. Докучаева. М.: Изд-во АН СССР, 1949, с. 85-101.
- Тюрин И.В. Некоторые результаты работ по сравнительному изучению состава гумуса в почвах СССР. - Труды Почвенного ин-та, 1951, т. 38, с. 22-32.
- Тюрин И.В., Тюрин Е.В. О составе гумуса в ископаемых почвах. - Почвоведение, 1940, № 2, с. 10-22.
- Урусевская И.С. О гумусе серых лесных почв лиственный-лесной зоны. - Науч. докл. Высшей школы: Биол. науки, 1963, № 4, с. 12-19.
- Уфимцева К.А. Современные и реликтовые свойства почв Западной Сибири. - Почвоведение, 1968, № 5, с. 24-33.
- Фениксова В.В. Лёссовые отложения юго-востока Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы Всесоюзн. совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 3, с.83-88.
- Феофарова И.И. Микроморфологическая характеристика глинистого вещества в почвах. - В кн.: Доклады советских почвоведов к Международному конгрессу в США. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.461-464.
- Феофилактов К.М. О нахождении марганца и перегнойного (гумусового) вещества в породах г.Киева. - Зап. Киевск. об-ва естествоиспыт., 1884, т. 7, вып. 2.
- Финк Ю. Заметки к вопросу о лёссе. - В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966, с. 35-47.
- Фирсов Л.В., Орлова А.А. Радиоуглеродное датирование кости мамонта стоянки Волчьего Грива. - В кн.: Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. 2. Новосибирск, 1971, с. 132-134.
- Фирсов Л.В., Панычев В.А. Позднеплейстоценовые-голоценовые отложения у с.Мамонтово, р.Бердь (бассейн верхней Оби). - В кн.: Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973, с.46-51.
- Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Абсолютные датировки позднелплейстоценовых террас Верхнего Приобья. - Геол. и геофиз., 1971а, № 8, с. 88-97.
- Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.П. Радиоуглеродные датировки террас Верхнего Приобья (Предалтайская равнина). - Докл. АН СССР, 1971б, т. 196, № 1, с. 180-182.
- Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Радиоуглеродные даты лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск. - Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, 1972, № 38, с. 190-197.

- Фокин А.Д. Исследование процессов трансформации, взаимодействия и переноса органического вещества, железа и фосфора в подзолистой почве. — Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975. 28 с.
- Фотакиева Е. Первата фосилна почва (вюрмска интерстадиалина) в лџса на Северне България. — Почвознание и агрохимия, 1974, № 9, с.5-12.
- Фрай Д., Уилмон Х., Блэк Р. Очерк о ледниковой геологии Иллинойса и Висконсина. — В кн.: Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968, т. 1, с. 69-97.
- Хаазе Г., Либерот И., Руске Ф. Распространение и стратиграфия лёссовых отложений. — В кн.: Лџс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. 1969, с. 80-101.
- Целишева Л.К. Микроморфологическое строение целинных черноземных и лугово-черноземных почв Стрелецкой степи. — В кн.: Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. М.: Наука, 1966, с. 5-15.
- Чагина Е.Г. Особенности почвообразования в низкогорьях северного Алтая. — Почвоведение, 1960, № 6, с. 44-53.
- Чагина Е.Г. Особенности почвообразования в низкогорьях северного Алтая. — Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Красноярск, 1962. 20 с.
- Чигир В.Г. Мерзлота и почва. — В кн.: Почвенный криогенез. М.: Наука, 1974, с. 18-23.
- Чигир В.Г. Тепловая мелиорация длительно-сезонномерзлотных типов почвообразования. — В кн.: Географические сообщения, вып. 2. М., 1961, с. 74-76.
- Чичагова О.А. О составе гумуса погребенных почв разных типов почвообразования. — В кн.: Географические сообщения. Вып. 2. М., 1978, с. 74-76.
- Чичагова О.А. Возраст верхнеплейстоценовых ископаемых почв по радиоуглеродным данным. — В кн.: Лџсы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972, с. 119-137.
- Шаевич Я.Е. Значение погребенных почв в установлении цикличности осадконакопления лџсовидных пород. — В кн.: Инженерно-географические проблемы при строительстве в Сибири. Л., 1975а, с. 73-81.
- Шаевич Я.Е. Методика выделения погребенных почв в лџсовидных породах Новосибирского Приобья. — В кн.: География Сибири в условиях научно-технического прогресса. Новосибирск: Наука, 1975б, с. 145-152.
- Шелкоплас В.Н., Ильичев В.А., Свиточ А.А. Термолюминесцентные датировки абсолютного возраста новейших отложений Приобского плато и Горного Алтая. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 4, с.935-937.
- Шумилова Л.В. Ботаническая география Сибири. Томск, 1962. 439 с.
- Шушueva М.Г. Природа гумуса основных типов почв подтаежной зоны и подзоны южной тайги Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Генезис почв Западной Сибири. Новосибирск, 1964, с. 81-92.
- Юхнин А.А., Заславский Е.М., Аммосова Я.М. Определение углеводов в почвах и почвенных компонентах. — Науч. докл. Высшей школы: Биол. науки, 1973, № 5, с. 131-135.
- Ярилова Е.А. Методика микроморфологического описания почвенных плоскопараллельных шлифов ненарушенного строения. — В кн.: Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971, с. 141-147.
- Bronger A. Lössе, ihre Verbraungszonen und fossilen Böden. Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden. — Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel, 1966, Bd. 24, N 2. 114 S.

- Bronger A. Zur Mikromorphologie und Genese von Paläoböden aus Loß im Karpatenbecken. – In: III Intern. Working Meeting on Soil Micromorphologie, Wrocław, 1969, S. 607–615.
- Bronger A. Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lossprofile. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1970, Bd. 21, S. 122–124.
- Bronger A. Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Loß-böden in Jugoslawien. – In: *Paleopedology, origin, nature and age of paleosols*, 1971, p. 271–281.
- Bronger A. Zur postpedogenen Veränderung bodenchemischer Kenndaten insbesondere von Pedogenen Eisenoxiden in fossilen Lössböden. – In: *Trans. 10 Intern. Congr. soil sci.: Nauka*, 1974, vol. 6 (2), p. 429–441.
- Brunnacker K. Gründzüge, einer Loß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1967, Bd. 18, S. 142–151.
- Domke K. Charakterisierung "breiter" und "gebundener" Grauhuminsäuren und Braunhuminsäuren mittels chemischer und physikalischer Methoden. – *Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenk.*, 1972, Bd. 16, N 6, S. 423–434.
- Dreimanis A., Goldthwait R., Wisconsin Glaciation in the Huron, Erie and Ontario Lobes. – In: *The Wisconsin Stage*, 1973, p. 71–107 (*Geol. Soc. Amer. Vol. 136*).
- Dury G.H. Contribution to a general theory of meandering valleys. – *Amer. J. Sci.*, 1954, vol. 252, p. 193–224.
- Dury G.H. Principles of underfit streams. – *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1964a, vol. 452-A, 67 p.
- Dury G.H. Subsurface exploration and chronology of underfit streams. – *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1964b, vol. 452-B, 56 p.
- Dury G.H. Theoretical implications of underfit streams. – *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1965, vol. 452-C, 43 p.
- Fink J. Die fossilen Böden im österreichischen Löß. – *Quartär*, 1954, N 6, S. 85–107.
- Fink J. Zur Korrelation der Terrassen und des Losses in Österreich. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1956, Bd. 7, S. 49–77.
- Fink J. Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 1961, Bd. 54, S. 1–25.
- Fink J., Kukla G.J. Pleistocene climates in Central Europe. At least 17 interglacials after the Olduvai event. – *Quatern. Res.*, 1977, vol. 7, p. 363–371.
- Flodin P. Dextran gels and their applications in gel filtration. Uppsala, 1962, 85 p.
- Frechen J. Tephrostratigraphische Abgrenzung des Würmlösses und der älteren Lösses in Quartärprofil der Tongrube Kärlich. – *Neuwieder Bechen-Decheniana*, 1975, Bd. 127, S. 157–194.
- Frye J.C., Willman H.B., Glass H.D. Correlation of Midwestern losses with the glacial succession—Loess and related eolian deposits of the world. Lincoln: Univ. Nebraska Press, 1968, p. 3–23.
- Haase G., Lieberohrt L., Ruske R. Sedimente und Paläoböden im Lössgebiet. – *Petermanns geogr. Mitt.*, 1970, Bd. 274, S. 99–212.
- Jersak J. Charakter gleb kopalnych w lessach i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. – *Biul. Inst. geol.*, 1976, t. 18. Z badan czwartorzędu w Polsce, N 297, p. 21–40.
- Kes A.S. On spreading and forming loess relief in Europe. – *Acta geol. Acad. sci. hung.*, 1972, k. 16, old. 359–370.
- Klatka T. Charakter pedologiczny i przycja stratygraficzna kompleksu gleby kopalnej w lessach regionu s wieto krzyskiego. – *Acta geogr. lodz.*, 1970, N 24, s. 259–275.

- Klima B., Kukla J., Lozek V., Vries H. de. Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vestonice (Unter-Wisternitz). - In: *Anthropozoikum*, Praha, 1962, t. 11, s. 93-145.
- Konecka-Betley K. Poziomy diagnostyczne srodlessowych gleb kopalnych Polski poludniowo-wschodniej. - *Biul. Inst. geol.*, 1976, T. 18, Z badan czwartorzędu w Polsce, N 297, p. 121-134.
- Kraus E.C. Die beiden interstadialen Würmböden in Südbayern. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1962, Bd. 12, S. 43-59.
- Kubiena W.L. Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lossböden. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1956, Bd. 7, S. 102-112.
- Kukla J. Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lößprofile. - *Věst. Ustrěd. ústavu geol.*, 1961, t. 36, N 5, s. 369-372.
- Kukla J. Lagerungsverhältnisse und Stratigraphie der Löss. - In: *Periglazialzone Löss und Paleolithicum der Tschechoslowakia*. Brno, 1969, s. 4-18.
- Kukla J., Lozek V. Soils. - *Pr. Inst. geol.*, 1961, t. 34, s. 59-63.
- Kukla J., Lozek V., Barta J. Das Lößprofil von Nove Mesto im Waagtal. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1962, Bd. 12, S. 73-91.
- Kumada K. Absorption spectra of humic acids. - *Soil and Plant Food*, 1955, vol. 1, N 1, p. 17-19.
- Lieberoth L. Einige Bemerkungen zu paläopedologischen Problemen bei der Gliederung der Löss. - *Ber. Geol. Ges. DDR*, 1964, Bd. 9, H. 6, S. 689-695.
- Loess and related eolian deposits of the world. Lincoln: Univ. Nebraska Press, 1968. 369 p.
- Lozek V. Eine Lössserie mit roten fossilen Bodenbildungen bei Milanovce im Nitra-Tal. - *Sb. geol. věd A*, 1964, N 2, s. 27-40.
- Maruszczak H. Podstawowe cechy genetyczne i stratigraficzne lessow Polski poludniowo-wschodniej. - In: *Przew. Symp. Kraj. Litologia i stratygrafia lessow w Polsce*, Lublin 25-30 wrzesnia 1972. W-wa, 1972, p. 89-136.
- Maruszczak H. Stratygrafia lessow Polski poludniowo-wschodniej. - *Biul. Inst. Geol.*, 1976, T. 18, Z badan czwartorzędu w Polsce, N 297, p. 135-175.
- Mojski J.E. Dzialalnosc komisji lessu INQUA. *Biul. Inst. Geol.*, 1976, T. 18, Z badan czwartorzędu w Polsce, N 297, p. 357-370.
- Mückenhausen E. Fossile Böden im nordlichen Rheinland. - *Ztschr. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk.*, 1954, Bd. 65, N 1-3, S. 81-103.
- Nakoniczny S. Sols fossiles dans les loess du Plateau de Lublin. - *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska*, 1960, t. 15, s. 51-61.
- Ostendorff E. Fossile Schwarzerden und Waldböden in Südwestdeutschland und ihre Bedeutung für die Diluvialgeschichte. - *Ztschr. Pflanzenernähr., Düng., Bodenk.*, 1954, Bd. 65, N 1-3, S. 62-80.
- Paepe R. Dating and position of fossil in the Belgian Pleistocene stratigraphy. - In: *Paleopedology: Origin, Nature and Dating of Paleosols*. Jerusalem, 1971, p. 261-269.
- Paepe R., Somme J. Les laess et la stratigraphie du Pleistocene recent dans le nord de la France et en Belgique. - *Ann. Soc. géol. Nord*, 1970, t. 90, N 4, p. 191-201.
- Pelisek J. Pedogenetische Charakteristik der Fossilböden in der Lössschichtenfolge. - *Cerveveny Kopek bei Brno (Tschechoslowakei)*. - *Biul. perygl. LTN*, 1972, N 21 m, s. 169-192.
- Petruzzelli G., Guidi G., La Marca M. Determinazione degli amino-acidi nella sostanza organica del terreno. - *Nuova chim.*, 1974, vol. 50, N 5, p. 82-88.
- Ponomaryova V.V., Nikolayeva T.A. Biochemical aspect of the genesis of grey and brown forest soils. - In: *8 Intern. Congr. Soil Sci. Buch.*, 1964, vol. 38, p. 25-28.

- Ruhe R. V. Identification of paleosols in loess deposits in the United States. - In: Loess and related eolian deposits of the world. Lincoln: Univ. Nebraska Press, 1968, p. 49-67.
- Ruske R., Wünsche M. Löße und fossile Böden im mittleren - Saale und unteren Unstruttal. - Geologie, 1961, H. 1, S. 9-29.
- Sabelberg V., Rohdenburg H., Havelberg G. Bodenstratigraphische und geomorphologische Untersuchungen an den Lössprofilen Ostheim (Kreis Hanau) und Dreihausen (Kreis Marburg) und ihre Bedeutung für die Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa. - Rhein-Main. Forsch., 1974, N 78, S. 101-120.
- Smolíkova L. Stratigraphische Bedeutung der Terrae calcis-Böden. - Sb. geol. věd. A, 1963, Bd. 1, Beil. I-IV, s. 101-126.
- Smolíkova L. Genese mladopleistocennich pud v Modricich u Brna no raketni mikromorfologie. - Casop. mineral. a geol., 1968, sv. 13, N 2, s. 199-209.
- Smolíkova L. Mikromorfologie der fossilen Böden in den Lösserien. - In: Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei. Brno, 1969, S. 34-38.
- Smolíkova L. Genesis of fossil soil types in the loess series of Czechoslovakia. - Acta Univ. carol. Geogr., 1972, N 2, s. 45-48.
- Sowden J., Schnitzer K. The distribution of nitrogen in some highly organic tropical volcanic soils. - Soil Biol. and Biochem., 1976, vol. 8, N 1, p. 55.
- Vallentyne J. K. Pyrolysis proline, leucine, arginine and lysine in aqueous solution. - Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 12.
- Volkov L., Volkova V. Sediments from the transgressive phases of the Pleistocene Mansi lake and great system of glacial runoff in Siberia. - In: Quatern. glaciations in the Northern Hemisphere, 1979, N 5, p. 236-245.
- The Wisconsinan Stage, 1973, 334 p. (Geol. Soc. Amer. Vol. 136).

Введение	3
Изученность верхнечетвертичных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины и развитие палеопедологического метода (В.С.Зыкина, И.А.Волков)	7
Методика исследований (М.И.Дергачева, В.С.Зыкина)	18
Древние породы, рельеф, гидросеть и растительность (И.А.Волков, В.С.Зыкина)	27
Верхнечетвертичные и голоценовые отложения. Опорные разрезы (И.А.Волков, В.С.Зыкина)	45
Современные, погребенные голоценовые и верхнечетвертичные почвы (В.С.Зыкина, М.И.Дергачева)	77
Гуминовые кислоты верхнечетвертичных ископаемых почв (М.И.Дергачева, В.С.Зыкина)	152
Стратиграфия, палеогеография (И.А.Волков, В.С.Зыкина)	165
Заключение	183
Литература	186

Зыкина Валентина Семеновна, Волков Игорь Александрович
Дергачева Мария Ивановна

**ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
И ИСКОПАЕМЫЕ ПОЧВЫ НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ**

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Н.Б. Золотова. Художник Н.Н. Якубовская
Художественный редактор Т.И. Алексеева. Технический редактор А.Л. Шелудченко
Корректор Г.И. Сурова

ИБ № 21217

Подписано к печати 23.03.81. Т - 03074. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,3. Уч.-изд.л. 15,3
Тираж 650 экз. Тип. зак. 66. / Цена 2р. 40к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 40 к.

3499