БАШКИРСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

Институт геологии

Волго-Уральская четвертичная комиссия

ФЛОРА И ФАУНА КАЙНОЗОЯ ПРЕДУРАЛЬЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ

УФА—1992

БАШКИРСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН
Институт геологии
Волго-Уральская четвертичная комиссия

ФЛОРА И ФАУНА КАЙНОЗОЯ ПРЕДУРАЛЬЯ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ

УФА—1992

УДК 551.78/79+58.081.33/581.5 + 56(11) :565.33+569.32/61 +
+550.838.5(–924.8/9)

В. Л. Яхимович, В. К. Немкова, Э. К. Латыпова, М. Г. Попова-Львова А. Г. Яковлев, Г. М. Исмагилова, Ф. И. Сулейманова. Флора и фауна кайнозоя Предуралья и некоторые аспекты магнитостратиграфии / БНЦ УрО РАН 1992. 132 с.

Книга подводит итоги изучения кайнозойских флор и растительности Предуралья, позволившие восстановить смену ландшафтов и климатов, радиоуглеродным исследованиям плейстоцена и голоцена, а также изучения фауны остракод, мелких и крупных млекопитающих. Освещаются выявленные закономерности и некоторые аспекты магнитостратиграфии.

Ил. 27, табл. 10, библ. 136 назв.

Под редакцией

д-ра геол.-минер. наук, профессора М. А. КАМАЛЕТДИНОВА,
канд. геол.-минер. наук Ф. И. СУЛЕЙМАНОВОЙ

© БНЦ УрО РАН, 1992

ВВЕДЕНИЕ

В этой книге подведены итоги изучения флор и растительности Предуралья, позволившие восстановить по ним смену ландшафтов и климатов палеогена и миоцена (В. Л. Яхимович), плиоцена, плейстоцена и голоцена (В. К. Немкова). Освещается вопрос о развитии плиоценовой флоры Тимано-Уральской области (В. К. Немкова). Приводятся новые результаты по радиоуглеродному датированию голоценовых торфяников Башкирии (Э. К. Латыпова, В. К. Немкова) и общая сводка геохронологических материалов по плейстоцену и голоцену Предуралья, накопленных за годы изучения этих отложений в лаборатории стратиграфии кайнозоя БНЦ УрО АН СССР. Радиоуглеродные исследования производились по древесинам, торфам, почвам, костям млекопитающих и раковинам моллюсков (Э. К. Латыпова). Каспийские моллюски изучались также ураново-ониевым методом Х. А. Арслановым.

Кроме палеоботанических исследований, в эту работу включены обобщения, сделанные по плейстоценовым остракодам Предуралья (М. Г. Попова-Львова), приводится систематическое описание фауны грызунов (Mammalia, Rodentia) плейстоцена башкирской его части (А. Г. Яковлев) и описываются основные находки остатков крупных млекопитающих, имеющие исключительное значение для обоснования стратиграфии предуральского плейстоцена (Г. М. Исмагилова).

Последняя глава «Некоторые аспекты магнитостратиграфии» освещает состояние вопроса о разработке тонкой структуры геомагнитного поля в эпоху Брюнес в Предуралье. Рассматриваются роль и значение выделенных в ней эпизодов для межрегиональных и местных корреляций (Ф. И. Сулейманова).

Выявленные авторами закономерности резюмированы в заключении (В. Л. Яхимович).

Работа написана для геологов-стратиграфов, занимающихся кайнозоем, для геологов-съемщиков, ведущих детальные съемки, не только в Предуралье, но и в других регионах нашей страны, так как многие выявленные закономерности имеют общий характер.

СМЕНА СОСТАВА ФЛОР, ЛАНДШАФТОВ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ ПРЕДУРАЛЬЯ

Верхнемеловые трансгрессии перекрывали всю полосу Предуралья, включая современное Уфимское плато (особенно в сантонский и маастрихтский века), только в датское время территория, занятая морем, резко сократилась и к началу кайнозоя море покинуло Предуральскую депрессию.

В палеоцене на юге этой депрессии вновь появился морской залив. В Сакмаро-Бельской ее зоне в наиболее глубокой части шельфа формировались глинисто-кремнистые осадки (Якуповский грабен, А. Л. Яншин, 1934 г.; Никитонский грабен, О. С. Андрианова, 1950 г.). Севернее широтного колена р. Белой опоковая свита не известна. Здесь в мелководной части шельфа, отлагались темно-серые и зеленовато-серые глины и глауконитовые пески, местами сцементированные в песчаник (у деревень Ромадановка, Кинзебулатова, Кияук и др.). В них встречаются зубы акул и губки плохой сохранности. Аналогичные отложения развиты и в Орском грабене [Яншин, 1948, 1964]. Их можно рассматривать как более мелководную фацию палеоценового моря. Однако они могут оказаться и более молодыми, т. е. аналогами тасаранской свиты среднего эоцена. Каким бы не оказался возраст мелководных морских образований, известно, что распространение опоково-глинистой свиты палеоцена ограничено на севере широтою с. Мелеуза, где проходит тектоническая ступень, проявившаяся в рельефе морского дна, она предопределила основную область аккумуляции глубоководных осадков [В. Л. Яхимович, 1957, 1958, 1959]. Рельеф палеоценовой суши восстанавливается в значительной степени условно. Участки прибрежной равнины, возможно, заливавшиеся морем, были развиты широко. Область низкой равнины простиралась вдоль западного побережья морского залива и занимала пониженные и депрессионные участки восточного склона Восточно-Европейской платформы. Зилаирское плато, западный склон Южного Урала, а также вершины Башкирского (Пермского), Татарского и Оренбургского сводов платформы представляли собою участки высокой равнины, в различной степени расчлененные. Область Урал-Тау в палеоценовую эпоху являлась низкогорьем и служила областью сноса обломочного материала.

В эоцене (ранний, средний эоцен) на суше вряд ли произошли существенные изменения, но рельеф и глубины морского дна в Предуральском заливе, а также осадконакопление в нем несколько изменились. Исчезла глубоководная часть шельфа. Южнее широтного течения р. Сакмары формировалась тасаранская свита зеленовато-серых плотных глин. На востоке вблизи гор и в северном направлении в них встречаются прослои песков и галечников, т. е. происходит замещение их осадками прибрежного типа. Мощность осадков возрастает к югу (от 6 до 50 м), где в них найдены фораминиферы.

С позднего эоцена начинается период длительного континентального развития Предуралья. На месте Предуральской депрессии остается низкая равнина с системой остаточных, в основном пресных озер. Береговая линия морского бассейна, в котором шло накопление саксаульской свиты, проходила в пределах современного Урало-Илекского междуречья. Море занимало большую часть Прикаспийской впадины. В пределах сочленения ее с Предуральской депрессией лежала зона прибрежных образований и мелкая часть шельфа, а севернее (между широтным течением Урала и Сакмары) — проходила неширокая полоса прибрежной равнины, временами заливавшейся морем, а затем низкая равнина, которую с севера и запада обрамляла область всхолмленной высокой равнины местами платообразной. На северо-востоке и востоке возвышались средненизкие горы.

Следы системы остаточных опресненных озер позднего эоцена развиты в Предуральской депрессии очень широко [Яхимович, Немкова и др., 1970]. Это белые кварцевые пески с конкрециями кварцито-песчаников, с древесиной и следами корневой системы растений, очень похожие на саратовский ярус палеогена Поволжья; видимо, это континентальные аналоги саксаульской свиты.

К концу эоцена проявились первые поднятия в пределах Общего Сырта (Наказ), море отступило дальше к югу, и на месте низкой Предуральской равнины образовалась бессточная впадина с пустынным режимом. Об этом можно судить: по наличию в верхней части песков слоистости эолового типа, корочек пустынного загара, по специфическому составу легкой и тяжелой фракции песков, их сортировке и следам ксерофитной растительности [Вахрушев, 1940; Яншин, 1948; Яхимович, 1958]. Подобная картина пустынных ландшафтов описана в Халиловском районе Зауралья и в районе Орского грабена [Яншин, 1948, 1964; Петренко, 1936, 1939, 1953].

В позднем эоцене в Башкирском Предуралье и на Южном Урале произрастала вечнозеленая флора полтавского типа с пальмой Sabal, вечнозелеными дубами, фикусами, древними лавровыми (Cinnamomum), миртовыми, аралиями, подокарповыми, секвоями, глиптостробусами и др. Видимо, к концу эоцена в этой флоре появились отдельные листопадные элементы.

Для изученной нами территории недостаточно материала для суждения о том, на какое время приходится здесь максимум рас-

цвета полтавской флоры, т. к. морские осадки палеоцена, раннего и среднего эоцена по флоре не охарактеризованы. Во всяком случае, более сухого и жаркого климата позднее в Предуралье и на Южном Урале не было.

Олигоценовые отложения в Башкирском Предуралье изучены слабо, т. к. на поверхность почти не выходят и вскрываются только скважинами в глубоких частях древних депрессий. Поэтому литологически различные их горизонты пока не увязаны в единую схему. Общими для этих образований являются условия залегания, озерный генезис и встреченная в них флора.

Палеогеографическая обстановка в это время по сравнению с поздним эоценом сильно изменилась. Ко времени накопления олигоценовых образований поверхность первичной аккумулятивной позднеэоценовой озерной равнины оказалась сильно деформированной тектоническими подвижками (верхний эоцен можно обнаружить в глубоких впадинах, на их бортах и даже высоко на склонах междуречий до абс. отм. 320–360 м).

В результате тектонических подвижек, приведших к поднятию, в предгорьях Южного Урала остается только небольшая, открывающаяся на юг в Прикаспийскую впадину полоса низкой равнины, более узкая, чем озерная равнина эоцена. Здесь возникает система пресноводных, но довольно глубоких озер. В это время как бы оживают все древние тектонические швы, имеющие различное происхождение, возникают подвижки и по разлому, оконтуривающему с запада краевой Предуральский прогиб. В связи с этим западный борт его выступает в рельефе в виде ступени, за которой начинается область высокой равнины. По периферии этой возвышенной равнины в приподнятых кунгурских отложениях активно развивается карст. Осевая зона Предуральской депрессии как бы прогибается, сужаясь. С этим временем связывается один из очередных этапов проявления в ней диапиризма, оживают разломы в надсолевом пермском покрове, начинается медленный прогиб днищ эрозионно-тектонических впадин и грабеноз будущего Южноуральского бассейна, которые пока являются озерными ваннами. Высота Южноуральских гор возрастает, но вряд ли отметки их выходят за пределы средних гор.

Состав флоры, произраставшей в Башкирском Предуралье в олигоцене, существенно изменился. Во флоре в обилии появились тургайские широколиственные листопадные виды. Они существовали здесь наряду с вечнозелеными (Myrtaceae, Cycadales), возможно, какими-нибудь дубами и древними голосеменными (Ginkgo, Podocarpus), встречается довольно большое количество хвойных, типичных для палеогеновых и миоценовых отложений (Sequoia Sternbergii (Goepp.) Heer, Taxodium distichum miocenum Heer, Clyptostrobus europaeus Heer.

Главная же черта этой флоры — появление листопадных широколиственных тургайских видов — Populus latior A. Br., Carpinus grandis Unger, Castanea Kubiynii Kov., Acer trilobatum A. Br. и других, а также комплекса теплолюбивых растений, обычно со-

путствующих тургайским, таких как: Myrica hakaefolia Ung. Nyssa, Corylys и др. Такое смешение лиственной вечнозеленой и листопадной древесной растительности типично для начала олигоценовой эпохи. Оно знаменует существенное похолодание климата на границе эоцена и олигоцена. Основным признаком его является появление листопадности.

Арктотретичные широколиственные флоры тургайского типа продолжают развиваться в олигоцене и в миоцене. Однако на границе олигоцена и миоцена прослеживается еще один климатический минимум. Это аквитанское время. В Предуралье в это время формируется тюльганская свита предуральской серии, или базальная свита угленосной серии Южноуральского буроугольного бассейна. Она залегает в озерных впадинах карстовой, эрозионно-карстовой и тектонической (юг бассейна) природы на олигоценовых и более древних отложениях. Озерная сеть этого времени существовала и в межгорных впадинах Южного Урала. Осадки представлены в основном белыми и светло-серыми песками (мощн. до 70 м). В основании их встречаются галечники, а в верхней части — прослои белых, голубовато-серых или кремовых глин, слюдистых, каолин-гидрослюдистых, а также линзы бурого угля (на юге в Тюльганском грабене — первая буроугольная залежь). С этой верхней частью тюльганской свиты связан основной флороносный горизонт предуральской серии. Флора по отпечаткам листьев изучена А. Н. Криштофовичем, по спорам и пыльце, — А. А. Чигуряевой, И. М. Покровской и Н. Н. Сиговой. Эта флора характеризуется как тургайская широколиственная листопадная, содержащая большое количество хвойных, особенно кипарисовых и таксодиевых, а также сосен и небольшую примесь древних голосеменных (Ginkgo и Podocarpus), платана и вечнозеленых (Myrtaceae, Sterculia, Buxus и др.). Такая флора несет отпечаток, несомненно, более умеренного климата, чем флора олигоцена. Происшедшие в ее составе изменения, несомненно, направлены на сокращение роли вечнозеленых растений и древних голосеменных (остались единицы) и на расцвет широколиственных листопадных тургайских видов. Климат этого времени был умеренно континентальным, теплым, влажным, На юге Предуралья началось заболачивание (Тюльган).

Позднее, ко времени формирования куюргазинской свиты нижнего миоцена в сакарауле (бурдигал) Предуралье представляло собою своеобразное полесье, центр которого занимал Сакмаро-Бельскую зону Предуральской депрессии (здесь сосредоточены ныне 96% запасов угля Южноуральского буроугольного бассейна). К западу от Предуральского полесья лежала слабо всхолмленная возвышенная равнина, а на востоке — низкие горы, к югу переходящие в Зилаирское нагорье или плато, и останцово-грядовый остаточный рельеф западного склона Южного Урала (выделялись гряды вдоль надвиговых структур). Это было время максимальной пенепленизации рельефа, о чем свидетельствует развитие угленосных отложений, тонкий состав образовавшихся в это время осадков (чистые, реже алевритистые каолин-гидрослюдистые гли-

ны и угли) и большое однообразие минерального состава осадков. Растительность была лесной. Флора — тургайская широколиственная листопадная, в ее расцвете. Однако, наряду с тургайскими видами (Fagus, Juglans, Carya, Pterocarya, Engelhardtia, Carpinus, Quercus, Ulmus, Tilia, Liquidambar и др.), в ней отмечается значительное содержание хвойных — кипарисовых, таксодиевых, особенно сосен. При этом некоторые древние голосеменные, такие как Ginkgo и Podocarpus, здесь исчезают; также платаны и многие вечнозеленые. Отдельные пыльцевые зерна последних встречаются еще в нижней части свиты. Остаются только обычные теплолюбивые спутники тургайских лесов — Rhus, Ilex, Nyssa, Zelkova, Ailanthus и др. Отдельные хвойные элементы — Abies, Picea, может быть, Tsuga и некоторые Pinus, встречающиеся в этих флорах, возможно, в основном заселяли горную часть Южного Урала и его склоны, откуда пыльца их заносилась водой.

В середине миоцена, во время формирования ворошиловской свиты центр Предуральского полесья сместился к северу (Стерлитамакско-Мелеузовская и Ашинско-Стерлитамакская зоны депрессии) в связи с поднятиями в Сакмаро-Бельской зоне. В основании этой свиты появились аллювиальные галечники, но их сменили вновь озерно-болотные отложения с углями. Флора этого времени близка к только что описанной, но количественные соотношения различных групп и родов растений сильно изменились. Если в куюргазинское время пыльца хвойных и лиственных пород обычно встречалась в равных количествах, то в спектрах из ворошиловской свиты лиственные породы явно преобладают над хвойными. Среди хвойных в куюргазинской свите основное ядро составляли кипарисовые и таксодиевые, а в ворошиловской на первое место выступают сосны. Сосны из куюргазинской свиты принадлежат в основном подсемейству Haploxylon, а из ворошиловской эта пыльца встречается наравне с P. subgen. Diploxylon. Меняются соотношения внутри лиственных пород. Во время формирования куюргазинской свиты в этой группе явно преобладали широколиственные тургайские виды; в ворошиловское время, т. е. к середине миоцена при широком развитии широколиственных, значительную роль начинает играть группа мелколиственных — Betula, Alnus и Salix.

Резкое сокращение хвойных и широкое развитие лиственных лесов, казалось бы, указывает на значительное потепление климата. Однако постепенное сокращение роли кипарисовых, таксодиевых и древних сосен при возрастающем значении мелколиственных пород, видимо, свидетельствует в то же время об усилившейся континентальности климата (стало холоднее и суше?!).

В позднем миоцене активизировались тектонические подвижки, приведшие к поднятию Южного Урала и Восточно-Европейской платформы. Горы Южного Урала были выше, чем ныне. Уже в начале позднего миоцена во время образования ушкатлинской свиты Предуральская депрессия на севере замыкается областью высокой равнины. На южном склоне Уфимского плато остается

цепочка карстовых озер, низкая равнина занимает узкую полосу в предгорьях. На юге, в Сакмаро-Бельской зоне поднялись возвышенности Общего Сырта. Блуждая, начала формироваться гидрографическая сеть с двусторонним стоком. Болота центральных зон Южноуральского бассейна оказываются в значительной степени дренированными.

Сформировавшаяся в это время ушкатлинская свита начинается аллювием, залегающим на сильно размытой поверхности нижележащих свит. Местами эти аллювиальные отложения врезаются в угленосный миоцен на 50 м и более. Затем эрозия затихает, и во впадинах вновь образуется система озер, в которой отлагаются светлые и пестроцветные песчанистые глины; участками озера заболачиваются, и вновь идет накопление углей, но прежние условия не восстанавливаются. Верхние горизонты ушкатлинской свиты сильно изменены выветриванием (пестроцветная железистая пятнистая окраска, местами своеобразные пестроцветные почвы на коре выветривания). Наступает длительный континентальный перерыв.

Во время накопления ушкатлинской свиты флора, хотя и остается еще тургайской, но уже отчетливо выступает процесс ее трансформации в современную. В позднемиоценовой (ушкатлинской) флоре содержание кипарисовых, таксодиевых и древних сосен еще более сокращается, чем во флоре среднего миоцена. Они встречаются не во всех разрезах и слоях и содержание их часто не превышает 1%, только местами обнаруживаются существенные их скопления. Среди Pinacea преобладают молодые сосны (P. silvestris), чаще встречаются ель и пихта. Среди листопадных характерно явное преобладание мелколиственных пород над широколиственными. Появляются травянистые (до 4%).

Когда завершился этот процесс трансформации по материалам Предуралья, точно пока не определить. Накопление ушкатлинской свиты, как уже указывалось, прервалось в связи с поднятиями, достигшими здесь 400–600 м. Снос и денудация получают господство над процессами осадконакопления, происходит глубокое врезание гидрографической сети, которая ныне выполнена осадками кинельской свиты. Нижний горизонт кинельской свиты — I чебеньковский, хотя еще слабо изучен, но явно содержит уже более молодую флору — современного типа. Время формирования этого горизонта (так же, как II чебеньковского и нижнего подгоризонта III чебеньковского горизонта) охватывается V эпохой прямой полярности, возраст которой либо мэотис (Э. Молостовский, А. Чепалыга), либо киммерий и верх понта [Яхимович и др., 1965, 1981; Семененко, Певзнер, 1979]. Вопрос этот может быть решен только на морских стратотипах.

Таким образом, на протяжении кайнозойской эры в полосе Предуралья, как и во многих других регионах северного полушария, произошла двухкратная смена флор. Наиболее древняя из них, описанная в основном А. Н. Криштофовичем, была развита в палеоцене и эоцене. Это была полтавская вечнозеленая флора,

содержащая многие древние реликты. На смену ей в олигоцене пришла тургайская листопадная широколиственная арктотретичная флора, которая на рубеже миоцена и плиоцена сменилась современной флорой в широком смысле этого слова, т. е. плиоцен-плейстоценовой. Каждая флора переживала этапы своего развития, от ее возникновения, через расцвет до трансформации и исчезновения. Но флор в кайнозое было три. Время их смены отмечает крупные климатические рубежи, которые указывают, в общем, на значительное поэтапное похолодание климата. Внутри этих этапов отмечается чередование более теплых (оптимум) и более холодных (минимум) эпох, так же как более сухих и влажных, но это не меняет отмеченной общей направленности смены флор.

ФЛОРЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПРЕДУРАЛЬЯ В ПЛИОЦЕНЕ, ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Растительность первой половины миоцена была представлена богатыми по составу лесами арктотретичного типа. Примечательно, что состав этих миоценовых комплексов был, если не совсем одинаковым, то в общих чертах однотипным на протяжении от высоких широт до Центральной Европы и Украины [Ахметьев и др., 1978; Тесленко, 1957; Якубовская, 1970; Wolf, 1972 и др.]. Заметное похолодание климата, начавшееся в позднем миоцене (примерно одновременно для большей, части Европы), привело к распаду таких арктотретичных флор. Резкое изменение состава флор на территории более южных и западных районов (Украина, Центральная черноземная область) произошло в конце миоцена, точнее на протяжении сарматского века, когда вымерло большинство тургайских видов, появилось значительное количество современных растений, впервые формировалась зона настоящих степей. В Предуралье этот процесс происходил, скорее всего, несколько позднее — на границе миоцена и плиоцена.

Все имеющиеся к настоящему времени материалы позволяют в истории изменения флор Южного Предуралья на протяжении плиоцена выделить четыре крупных этапа: раннекинельский, позднекинельский, собственно акчагыльский и современный. По другим районам Предуралья о флорах и растительности плиоцена имеются менее полные данные, которые, однако вполне сопоставимы с полученными в Южном Предуралье и поэтому позволяют восстановить историю развития растительности.

Флоры раннекинельского типа существовали во время накопления II и III чебеньковских горизонтов кинельской свиты. Их возраст определяется поздним понтом (?) — киммерием. Это флоры лесостепного и лесного типов с большим разнообразием видов основных лесообразующих пород. Большая часть древесных пород и кустарников была представлена современными или очень близкими к ним видами; значительное количество доплиоценовых реликтов сохранилось главным образом в водно-болотных биоценозах [Дорофеев, 1965; Кайнозой…, 1965].

Флоры раннекинельского типа — это наиболее теплолюбивые из всех кинельских флор Башкирского Предуралья. По составу они очень близки к позднечелнинским флорам Нижнекамского

района, которые Е. Н. Ананова [1956] датирует киммерием. В районе среднего течения р. Камы большое количество таких флор изучено П. А. Никитиным.

В растительном покрове раннекинельского времени уже существовала отчетливо выраженная широтная зональность. На юге Предуралья преобладали лесостепи и настоящие разнотравные степи, севернее — широколиственные леса, в которых примесь темнохвойных пород увеличивалась по направлению к северу. В Нижнем Прикамье темнохвойные сосново-еловые леса с пихтами и тсугами были доминирующим типом растительности.

На Печоро-Вычегодско-Камском междуречье состав плиоценовых флор известен только по разрозненным данным, не позволяющим восстановить картину последовательного их изменения на протяжении плиоцена.

В Тимано-Уральском районе одновозрастен раннекинельским флорам, вероятнее всего, комплекс пыльцы и спор просундуйской свиты, характерный для елово-соснового темнохвойного леса со значительной примесью берез. Теплолюбивые породы здесь были представлены только дубами и тсугой. Никаких растительных остатков, указывающих на близость тундровой зоны даже на широте Воркуты, не найдено [Яхимович, Немкова, Семенов, 1973].

Из анализа имеющихся к настоящему времени материалов по изучению современного флористического состава растительности приарктических районов, а также палеоботанических данных можно считать, что плиоценовые флоры Тимано-Уральской области должны были быть таежно-лесными, уже не содержащими арктотретичных реликтов. Другими словами, плиоценовые хвойные лесные массивы северных районов не были и не могли быть столь богатыми по видовому составу, как на территориях более южных областей, поэтому флористический комплекс просундуйского времени нужно считать плиоценовым, причем не относящимся к самому концу этого времени.

Флоры позднекинельского типа существовали, когда в Южном Предуралье происходило накопление карламанского и кумурлинского горизонтов кинельской свиты. В это время заметно сократилось общее число видов, а к концу исчезли почти все доплиоценовые реликты и многие собственно плиоценовые виды. Значительно сократилось число видов травянистых растений в связи с широким распространением таежных лесов. Особенно заметное выпадение теплолюбивых реликтов и сокращение разнообразия видов основных лесообразующих пород произошло на протяжении кумурлинского времени. По составу спорово-пыльцевых комплексов карламанский горизонт хорошо сопоставляется с сокольским горизонтом Нижней Камы. На протяжении сокольского времени также установлено выпадение большинства доплиоценовых реликтов [Ананова, 1956; Дорофеев, 1956, 1957; Кайнозой…, 1965], что связано с похолоданием климата, сопровождавшем развитие первой фазы акчагыльской ингрессии.

Растительный покров Южного Предуралья в позднекинельское

время заметно отличался от раннекинельского. Хвойные леса с примесью широколиственных пород распространились к югу, покрыв целиком бассейн Палео-Сакмары. Доминирующими породами в этих лесах были темнохвойные сосны секции Cembrae, а в более северных районах — ели, причем примесь широколиственных пород в их составе по направлению к северу уменьшилась. Тогда впервые появились растения горных тундр (Lycopodium pungens L.). В конце кумурлинского времени увеличилось количество безлесных ландшафтов, покрывающих пространства, освобождающиеся после отступления вод первой фазы ингрессии. На Нижней Каме в позднекинельское время также произрастали еловые леса с примесью пихт, тсуги и широколиственных.

В Тимано-Уральском районе в это время происходило накопление колвинской свиты. По составу спорово-пыльцевых комплексов здесь выделяются два похолодания в начале и конце ее формирования и более теплый интервал между ними.

В колвинское время на севере европейской части Союза сохранялось господство хвойных лесов, и только в конце этого времени увеличилось значение редколесья и травянистых группировок — особенно полыней, осок и папоротников. Во второй половине колвинского времени впервые отмечено появление пыльцы и спор отдельных видов, являющихся индикаторами тундры. Это пыльца рода Polemonium (вида, не являющегося P. coerulea L)*, Armeria arctica Wall.**, Phyllodoce coerulea (L.) Bod.***, споры тундровых плаунов; Lycopodium pungens La Pyl., L. alpinum L., appressum (Desv.) Petr., а также споры Selaginella selaginoides (L.) Link., Sphagnum sp.

В травянистом покрове редколесья конца колвинского времени впервые для Севера отмечено значительное количество пыльцы полыней, маревых и папоротников (сем. Polypodiaceae).

Все это свидетельствует о распаде хвойных лесов о развитии редколесья, местами заболоченного. В Исландии этот процесс точно датирован второй половиной плиоцена (конец времени накопления слеггьюлекульского горизонта — 3 млн лет назад [Ахметьев и др., 1978]. Это сопоставление является еще одним доказательством плиоценового возраста колвинской и падимейской свит. Получение точных геохронологических датировок для этих свит Тимано-Уральской области (по палеомагнитному и другим методам) могло бы сделать такое сопоставление бесспорным.

Интересно отметить, что нарастание похолодания в карламанско-кумурлинское время на юге Предуралья также не было постоянно прогрессирующим: холодные условия в начале формирования карламанского горизонта сменились относительным потеплением в его середине (увеличилось количество широколиственных пород),

---

* В составе современных флор, остальные виды этого рода растут только в тундрах и частично на горных лугах.

** Ныне встречаются только в горных тундрах и на Урале севернее 62° с. ш.

*** Растение тундр и березового редколесья (Скандинавия, Исландия, север европейской части СССР).

затем последовало новое похолодание, еще более усилившееся позднее, в кумурлинское время. Кроме того, бесспорно, что появление элементов горной тундры на юге Предуралья и начало формирования тундровой зоны на севере происходило приблизительно одновременно.

Флоры собственно акчагыльского типа существовали на юге Предуралья в течение среднего акчагыла (время накопления зилим-васильевского и аккулаевского горизонта) и, может быть, какой-то части верхнего акчагыла. Эти флоры отличаются незначительным разнообразием видов основных лесообразующих пород, абсолютным преобладанием современных видов при наличии только единичных реликтов и собственно плиоценовых форм.

В первую половину зилим-васильевского времени на территории Южного Предуралья распространились степные пространства с небольшими по площади березовыми и широколиственными лесами и только на самом юге, где пониженные участки были затоплены водами начинающейся II фазы ингрессии, на возвышенностях росли сосновые леса с елями, тсугами и широколиственными. На Нижней Каме зилим-васильевскому горизонту, вероятно, синхронен чистопольский горизонт, в нижней части которого отмечено увеличение количества пыльцы светло-хвойных сосен, берез и широколиственных пород вледствие потепления климата [Ананова, 1956].

Во вторую половину зилим-васильевского времени доминирующим типом растительности стали хвойные леса. Это были елово-тсуговые леса на самом юге и елово-пихтовые в остальных районах Южного Предуралья. Примесь листопадных пород в их составе резко сократилась. На Нижней Каме во время накопления верхней части чистопольского горизонта в составе лесов доминирующими породами также стали ели с примесью пихт и тсуги.

Такие же хвойные леса покрывали Южное Предуралье и в начале формирования аккулаевского горизонта (время максимального развития ингрессии), только листопадных пород и тсуги в их составе стало меньше. Позднее таежные леса сменились ксерофитными степями и небольшими по площади березово-широколиственными лесами (дубы, липы, вязы, граб и ясень); затем вновь преобладающим типом растительности стали хвойные леса, вытесненные лесостепными ландшафтами в конце аккулаевского времени, когда климат стал даже теплее современного. Потепление климата в среднеакчагыльское время на южной части Общего Сырта было отмечено и А. А. Чигуряевой [1960].

При развитии II (максимальной) фазы ингрессии район Нижней Камы покрывали темнохвойные леса [Москвитин, 1958; Пряхин, 1961; Кузнецова, 1959_{1-3}, 1960; Ятайкин, 1961_1, 1962]. В отдельных образцах встречены единичные пыльцевые зерна широколиственных пород (Corylus, Tilia, Quercus, Ulmus). Содержащие их слои, возможно, синхронны тем частям аккулаевского горизонта, которые образовались в периоды потепления климата.

Разнотравно-злаковые и полынно-маревые степи, покрывавшие

Южное Предуралье в позднем акчагыле (воеводский горизонт), явились результатом потепления и иссушения климата, начавшихся в конце аккулаевского времени. Однако к концу формирования воеводского горизонта стало холоднее и увеличилась влажность, что создало условия для смещения к югу границы хвойных лесов [Фауна и флора Воеводского, 1980].

В самые заключительные этапы позднего акчагыла и на границе с апшероном, очевидно, стало холоднее (время формирования глинистой пачки, лежащей под демским горизонтом в Аккулаевском карьере). Еловая тайга с небольшой примесью сосен, пихт и тсуги распространилась по всему Южному Предуралью. Именно в осадках этого времени отмечены последние находки пыльцы тсуги.

На Севере Предуралья аналогом среднеакчагыльской трансгрессии, вероятно, является падимейская трансгрессия. По берегам падимейского бассейна росли разреженные леса; безлесные ландшафты, роль которых увеличилась по сравнению с колвинским временем, были образованы в основном осоками и полынями. По направлению к северу к побережьям северных морей, значение лесотундровых и безлесных группировок заметно возрастало [Яхимович, Немкова, Семенов, 1973].

Полностью современная флора на территории Южного Предуралья существует с апшерона, хотя не исключено, что она сложилась еще в конце позднего акчагыла. Все древесные породы в ее составе представлены только современными видами и ныне распространенными на территории Предуралья или в ближайших районах. Отдельные теплолюбивые реликты среди травянистых и водных растений постепенно выпадали на протяжении апшерона и особенно плейстоцена. В начале раннего апшерона (нижнедемский подгоризонт) на территории Южного Предуралья местами сохранялись хвойные группировки, унаследованные с конца акчагыла, но преобладали лесостепи. Климат был теплым, не препятствующим произрастанию даже граба и ясеня. Во вторую половину демского времени стало значительно холоднее (верхний демский подгоризонт сложен осадками перигляциального типа), растительные осадки здесь очень малочисленны.

Нижняя часть давлекановского горизонта среднего апшерона накапливалась в условиях сухого и теплого климата, когда в Южном Предуралье преобладали безлесные ландшафты, широколиственные леса росли только в поймах рек. Верхние его слои отлагались в перигляциальных условиях.

В начале позднего апшерона на юге Предуралья преобладали лесостепные ландшафты — сочетание разнотравно-полынных степей и хвойно-широколиственных лесов. Во вторую половину позднеапшеронского времени сократилось видовое разнообразие травянистых и роль широколиственных. В лесах больше стало берез и сосен, что явилось следствием похолодания климата.

Неоднократное изменение характера растительности Северного Прикаспия на протяжении апшерона (8 фаз по материалам

А. А. Чигуряевой) хорошо сопоставляется с ходом смены растительности сообществ в Южном Предуралье [Яхимович, Немкова, Блудорова, Чигуряева, 1986].

В районе Нижней Камы после отступления акчагыльских вод также установлено потепление климата [Горецкий, 1964; Кузнецова, 1959_{1-3}, 1960; Ятайкин, $1961_{1,\ 2}$, 1962], отразившееся в увеличении количества пыльцы листопадных и травянистых растений, а затем новое похолодание. Детально сопоставить изменение растительности Южного Предуралья и Нижнего Прикамья в апшероне пока не представляется возможным.

Для более северных районов Предуралья никаких данных о составе растительности в апшероне пока нет.

По более высоким горизонтам в раннеплейстоценовое время на территории Предуралья выделяются две теплые фазы межледникового типа и две ледниковые фазы. Три из этих фаз наиболее четко прослежены по разрезам Чуй-атасевского надгоризонта, опробованным у дер. Чуй-Атасево [Плейстоцен Предуралья, 1987].

По составу спорово-пыльцевых спектров растительный покров времени накопления нижнечуй-атасевского горизонта представляется в виде чередования степных пространств, покрытых разнотравно-полынными ассоциациями, с березовыми лесами, в состав которых входили и широколиственные породы (липы, грабы, дубы и ясени). Климат был теплым и сухим, местами отмечалось засоление почв.

В период образования среднечуй-атасевского горизонта растительный покров северных районов Башкирии заметно изменился: разнотравно-полынные степи вытеснили таежные группировки. Климат заметно похолодал и увеличилась влажность.

Растительность позднечуй-атасевского времени характеризуется широким развитием широколиственно-березовых лесов, чередующихся с лугово-степными пространствами. При этом роль широколиственных пород в позднечуй-атасевских лесах была заметно большей, чем в раннечуй-атасевское время. Вероятно, климат также был заметно более теплым.

В других районах Башкирии изменение растительности за раннеплейстоценовое время прослежено менее детально. Так, по ряду разрезов в районе деревень Султанаево и Юлушева [Фауна и флора плиоцена и плейстоцена, 1983] в двух аллювиальных нижнеплейстоценовых пачках встречены палинологические комплексы с преобладанием пыльцы елей, сосен и растений горных тундр.

Растительный покров окского (чусовского по Предуральской схеме) похолодания как севера, так и центральных районов Башкирии представляется в виде разнотравно-маревых степей, при этом среди маревых определены только широко распространенные гиды, а также обитатели засоленных субстратов [Фауна и флора…, 1983; Плейстоцен Предуралья, 1987].

На территории Пермского Предуралья в окское (чусовское) время установлена большая роль таежных елово-сосновых лесов, в которых в виде примесей встречались березы, а также единичные

липы и вязы. Увеличение в растительном покрове роли безлесных пространств во время накопления средней части мореноподобных суглинков этого возраста (карьер у д. Масленники) является следствием похолодания климата и распространения до Пермского Предуралья лесотундровых ландшафтов [Региональные подразделения…, 1988].

Фрагментарные сведения о растительности раннего плейстоцена есть и по другим районам Предуралья. Так, в бассейне нижнего течения р. Урал во время бакинской трангрессии установлено преобладание лесостепных ландшафтов, образованных разнотравными сухими степями с довольно богатым разнообразием форм. А во время регрессии бакинских вод стало холоднее и суше — сократилось разнообразие видов, особенно широколиственных пород [Плейстоцен нижнего течения р. Урал, 1986].

Преобладание пыльцы елей при полном отсутствии широколиственных отмечено в нижнеплейстоценовых галечниках Минзитяровского разреза. А в вышележащих суглинках, в которых найдены кости раннеплейстоценового слона, по изменению состава спектров прослежено нарастание похолодания [Итоги изучения разрезов…, 1985].

Из древнечетвертичных отложений Камы Е. Н. Анановой [1959] монографически описана флора, типичная для перигляциальных холодных ландшафтов и характеризующаяся смещением степных и тундровых элементов. Стратиграфическое положение этой флоры еще не вполне ясно. Хотя Е. Н. Ананова относит ее к венедской свите, однако, она, скорее всего, как отмечает Г. И. Горецкий [1964], отражает особенности растительного покрова Прикамья только в самом начале венедского времени, а для большей части его характерны лесные сообщества с преобладанием елей, позднее сменившихся соснами с примесью липы, вяза и дуба.

В Тимано-Уральском районе долгое время нижнеплейстоценовыми нами считались полярно-бугринская, сяттейская и войская свиты. За время формирования этих свит растительный покров неоднократно изменялся. В полярно-бугринское время на Печоро-Вычегодско-Камском междуречье росли еловососновые леса с березами, а в наиболее теплые отрезки этого времени — с примесью пихт, лиственниц, липы и лещины (А. А. Чигуряева)*. В более северной части Тимано-Уральского района в это время преобладали березовые редколесья среди холодных степей. Палеокарпологические остатки этого времени П. И. Дорофеев сопоставляет с сингильской флорой Прикаспия [Яхимович и др., 1973]. Таким образом, в полярно-бугринское время на севере уже началось развитие растительности типа гипоарктической. В настоящее время сяттейская, полярно-бугринская и падимейская свиты нами рассматриваются как позднеплиоценовые.

Данные о сяттейской флоре получены пока только для немногих участков Тимано-Уральского района. В начале этого времени

* Неопубликованные данные.

климат был несколько теплее, чем при накоплении полярно-бугринской свиты: преобладали березовые леса с примесью сосен и елей, встречались карликовые березки и ольховник. Затем стало суше и, может быть, холоднее, увеличилась роль трав, в том числе ксерофитов. Растительный покров среднесяттейского времени севера Предуралья, вероятно, был исходным для формирования современной лесотундры, отличался от нее большим кличеством полыней (в среднем до 40–50% от общей суммы пыльцы и спор), которые в современной лесотундре никогда не бывают столь обильными. В конце сяттейского времени климат опять стал более теплым и влажным, березовые леса с примесью хвойных вновь получили более широкое распространение. Из войской свиты известны пока только единичные растительные остатки. Сопоставить ход изменения растительности плейстоцена Тимано-Уральской области с прослеженными на юге Предуралья похолоданиями и двумя потеплениями четко пока не удается.

В среднем плейстоцене Предуралья почти по всем районам четко прослеживаются две теплые (лихвинская, или бельская, и одинцовская, или горновская) и две холодные эпохи (днепровская, или ларевская, и московская, или еловская). Лихвинское межледниковье (бельские слои) по составу спорово-пыльцевых спектров довольно подробно охарактеризовано на Горновском местонахождении [Плейстоцен Предуралья, 1987].

В целом растительный покров лихвинского времени в районе дер. Горнова представляется в виде разнотравных степей, в составе которых наблюдалось большое разнообразие степных видов. На фоне этих степей в начале лихвинского времени было только очень небольшое количество хвойно-широколиственных биоценозов, вероятно, на более увлажненных участках. Роль лесных массивов в ландшафтах второй половины и конца лихвинского времени заметно увеличилась.

При сравнении результатов изучения лихвинского (бельского) горизонта у д. Горнова с итогами спорово-пыльцевых исследований по другим районам Башкирского Предуралья интересно отметить, что преобладание разнотравных степей и тот же период было установлено и по Султанаево-Юлушевским разрезам [Фауна и флора, 1983]. Причем и там прослежено увеличение роли хвойных лесов с примесью широколиственных пород во вторую половину лихвинского времени. Доминирование ксерофитных степей, правда, при большей роли маревых, чем в районе д. Горнова, установлено для лихвинского времени и в разрезе у д. Старые Тукмаклы [Яхимович, Немкова, 1981], также недалеко от Горновского местонахождения. Степные ассоциации в лихвинское время, вероятно, доходили и до северной границы Башкирии, так как в лихвинском аллювии в основании обнажения на р. Орье у с. Орьебаш также отмечено преобладание травянистых, особенно маревых, характерно присутствие степных ксерофитов (сем. Plumboginaceae и Dipsacaceae) [Там же].

Широкое распространение степных ассоциаций в первую по-

ловину лихвинского времени подтверждают также результаты изучения Чуй-Атасевского [Плейстоцен Предуралья, 1987] и Минзитяровского разрезов [Итоги изучения разрезов…, 1985], где в суглинке этого времени на фоне доминирования травянистых отмечено до 15% пыльцы дуба, граба, липы и вяза.

Роль лесных массивов в лихвинское время увеличивалась севернее — в Пермском Предуралье. Так, при изучении образцов из карьера у д. Масленники установлено в это время преобладание березово-хвойных лесов с заметной примесью широколиственных пород (липа, вяз, дуб, граб — в сумме количество пыльцы в спектрах до 10%) [Региональные подразделения…, 1988].

Во вторую половину лихвинского межледниковья во многих районах Предуралья отмечено увеличение роли темнохвойных таежных лесов. Однако фазы широколиственных лесов, столь характерной для оптимума лихвинского межледниковья Русской равнины, в Предуралье пока не установлено. Может быть, ее здесь и не было вовсе? В первую половину межледниковья на юге региона было много пресных стоячих водоемов, зарастающих рогозом и урутью. Во вторую половину лихвинского времени также существовали хвойно-листопадные, а позднее хвойные леса. Местами отмечено наличие засоленных участков (Atriplex tatatica L., At. pedunculata L., Suaeda confusa Iljin и др.).

Хвойные леса покрывали в лихвинское время и территорию Прикамья. Затем они сменились березово-маревыми ассоциациями (время формирования кривичской свиты, по Г. И. Горецкому [1964]). На Печоро-Вычегодско-Камском междуречье растительный покров в лихвинское время восстановлен достаточно полно. По материалам Л. С. Тюриной, В. С. Дворецкой [Гуслицер, 1972], И. Е. Серапихского, А. А. Чигуряевой [Яхимович, Чигуряева, 1972] и Р. Е. Гитерман [1953] прослежен последовательный переход от перигляциальной растительности к таежным елово-пихтовым лесам с примесью широколиственных и затем к березовому редколесью. В оптимум межледниковья в хвойных лесах этого района в виде небольшой примеси встречались липы, дубы, вязы, лещина и граб. Палеокарпологические остатки из лихвинского горизонта П. И. Дорофеев сопоставил с сингильской флорой (миндель — миндель-рисс) [Яхимович и др., 1973]. В оптимум межледниковья дубы, вязы, лещины, а возможно, липы и грабы распространялись и севернее — на территорию Печорского Приуралья [Николаева, 1967].

В верховьях р. Печоры в отдельные отрезки лихвинского времени существовали березово-хвойные леса с небольшой примесью широколиственных (дуб, липа, вяз), Значительную роль играли безлесные ландшафты. Отмечены тундровые плауны Lycopodium pungens La Pyl., L. appressum (Desv.) Petr.

Таким образом, в лихвинское (бельское) — самое теплое из плейстоценовых межледниковий — по всей полосе Предуралья не отмечено доминирования широколиственных лесов, столь характерных для этого времени в западных и центральных районах

европейской части Союза. Причина этого до сих пор еще не ясна. Может быть климатического максимума на территории Предуралья в то время и не было ввиду значительной континентальности климата.

Днепровское (ларевское) похолодание в Предуралье не проявилось столь резко, как в более западных регионах. О растительности днепровского времени на юге Предуралья сведений пока недостаточно, так как большая часть осадков здесь размыта. На восточном склоне Южного Урала в это время существовали перигляциальные степи. Растительный покров большей части Предуралья, не покрывшийся ледником в днепровское время, был довольно однотипным. Это были березово-сосновые редколесья, местами заболоченные и разреженные, приближающиеся к современным лесотундрам. Интересны находки на юге Предуралья в осадках этого времени пыльцы пустынно-степного вида Ephedra distachya L. и прибрежно-тундрового Atriplex nudicaulis Bogusl. В Южном Предуралье, вероятно, на протяжении большей части днепровского времени сохранялись елово-сосновые разреженные леса на фоне марево-полынных ассоциаций. Возможно, эти леса пережили здесь и максимум похолодания [Немкова, 1981].

Господство безлесных ландшафтов сохранялось в начале днепровского времени и в районе Горновского местонахождения. Затем отмечено некоторое увеличение роли древесных (елей, сосен и единично пихт). Среди пыльцы травянистых растений характерно большое количество маревых, в числе которых определены как широко распространенные виды Salsola ruthenica Iljin. Kochia scoparia (L.), Schrad., Eurotia ceratoides (L.) C. A. M., так и такой типичный обитатель сибирских и среднеазиатских солончаков, как Petrosimonia sibirica (Pall.) Bge. Разнообразие трав во вторую половину днепровского времени становится несколько большим (до 4–9 семейств, против 3–4 в нижней части горизонта). Среди спор только в этом горизонте у д. Горнова отмечены микроспоры Osmunda cinnamomea L., которые Е. Н. Ананова [1954] считает характерным для миндель-рисских отложений. Эти споры у г. Чекалина (г. Лихвин) Е. Н. Ананова обнаружила в комплексе с господством ели (40–60%) и примеси сосен и ольхи. На Горновском местонахождении споры осмунды встречены вместе с Botrychium lunaria L. и спорами лесных многоножковых папоротников. Для днепровского времени установлено вначале развитие безлесных ассоциаций типа холодных степей, а затем постепенное увеличение роли еловых таежных лесов, которые, вероятно, занимали на территории Башкирского Предуралья значительные площади, распространяясь даже южнее широты г. Уфы.

Подобная, довольно полная характеристика растительного покрова в днепровское время для территории Башкирии получена впервые. В большинстве ранее изученных разрезов из днепровского горизонта не удавалось получить достаточно полных спорово-пыльцевых спектров, в нем отмечались только единичные находки пыльцы и спор. В свете этого, выяснение значительной роли в днепров-

ское время на территории Башкирского Предуралья еловой тайги является одним из существенных результатов изучения горновских разрезов. Однако те отрывочные данные, которые имелись для днепровского горизонта по другим районам Башкирского Предуралья, вполне согласуются с материалами по Горновскому местонахождению. Так, у с. Кармаскалы, т. е. юго-восточнее г. Уфы, в днепровское время было отмечено преобладание еловых лесов с примесью сосен и небольшой ролью берез. Ранее эти спектры рассматривались как переходные к одинцовскому межледниковью [Яхимович и др., 1981]. Сейчас их можно считать типично днепровскими.

Доминирование безлесной растительности установлено в начале днепровского времени и по расчистке 1 на правом берегу ручья Тукач-Шемяк у юго-западной окраины дер. Султанаево, и в плейстоценовых отложениях, вскрытых ниже береговой плотины у той же деревни [Фауна и флора…, 1983]. Но в той же группе разрезов встречены днепровские спектры со значительным количеством пыльцы елей.

В днепровском горизонте Чуй-Атасевских разрезов также преобладала пыльца травянистых при обилии маревых, меньшем количестве пыльцы полыней, разнотравья и большой роли спор сем. Polypodiaceae [Плейстоцен Предуралья, 1987].

В Пермском Предуралье у дер. Масленники, правда на незначительном количестве образцов, установлено преобладание в днепровское время елово-сосновых лесов, в которых из листопадных пород отмечены только березы и ольха [Региональные подразделения, 1988]. В Тимано-Уральском районе в это время (период накопления нерцетской свиты) росли березово-хвойные островные леса. Большие пространства были заняты сфагновыми болотами и тундрами. Встречались тундровые виды плаунов, карликовая березка и ольховник [Яхимович, Немкова, Семенов, 1973].

Одинцовское потепление (горновское в Предуралье) установлено по многочисленным разрезам Предуралья. По палеокарпологическим остаткам флора одинцовского времени в Южном Предуралье выявлена достаточно полно. В ее составе только единичные из ныне живущих видов не свойственны современной флоре юга Предуралья (Physalis alkekengi L., Potamogeton filiformis Pers. и некоторые другие), все остальные растения имеются здесь и в настоящее время [Колесникова, 1957]. В начале межледниковья в Южном Предуралье отмечено увеличение роли хвойных лесов на фоне еще сохранившихся холодных степных ландшафтов. Ко времени оптимума межледниковья сосновые леса с примесью широколиственных (дуб, ясень, липа и вяз) становятся доминирующим типом растительности.

На Горновском местонахождении установлено, что в начале одинцовского времени еловая тайга в районе к северу от широты г. Уфы была даже в какой-то отрезок времени безраздельно господствующей. Примесь листопадных пород в таких таежных биоценозах была ничтожной. Вероятно, еловые леса начала одинцов-

ского времени сменились ко времени максимума межледниковья сосново-березовыми с примесью вязов и дубов (расчистка 2 на правом берегу ручья Тукач-Шемяк у дер. Султанаево), а на севере Башкирии еловые леса, скорее всего, сохранялись и в оптимум потепления, а к концу межледниковья здесь возросло количество травянистых, изчезли широколиственные породы. Этот же тип ландшафтов конца одинцовского времени, вероятно, отмечен в разрезе у дер. Ново-Белокатай, где разнотравно-маревые ассоциации доминировали над сообществами хвойных лесов.

Подобная смена растительных ассоциаций во вторую половину одинцовского потепления отмечена и в разрезе на р. Орья, где прослежен переход от разреженных таежных лесов к холодным перигляциальным ландшафтам [Яхимович, Немкова, 1981].

Растительность одинцовского (горновского) межледниковья в его оптимум на территории Пермского Предуралья была представлена березово-сосновыми лесами при доминировании берез и с небольшой примесью широколиственных (в основном липы, вяза и дуба, северная граница ареалов которых и сейчас проходит по этому району). Меньшую площадь занимали участки злаково-разнотравных степей (результаты изучения разрезов карьера у дер. Масленники). Такие же растительные ассоциации были характерны для одинцовского времени и севернее г. Перми — по итогам изучения разрезов в районе с. Слудки [Региональные подразделения…, 1988].

На Печоро-Вычегодско-Камском междуречье за одинцовское время по результатам исследований Л. С. Тюриной, В. С. Дворецкой [Гуслицер, 1972], А. А. Чигуряевой, [Яхимович, Чигуряева, 1972] прослежен переход от холодных березовых редколесий к елово-сосновым лесам с незначительной примесью широколиственных пород (вяз, липа, дуб), а в конце межледниковья отмечено преобладание лесотундры. В Тимано-Уральском районе в это время произрастали березово-хвойные леса с единичными пихтами [Яхимович, Немкова, 1973].

Климат одинцовского межледниковья был холоднее лихвинского, но эта разница не была такой резкой, как в более западных регионах. Вероятно, лихвинское время в целом было заметно более сухим на территории Предуралья, чем одинцовское, так как роль безлесных пространств в лихвинское потепление была гораздо большей, чем в одинцовское. Интересно отметить и такой факт, что в одинцовское время степень изменения характера растительности по направлению с юга на север в полосе Предуралья не была столь заметной, как в лихвинское время.

Московский горизонт (еловский) в Предуралье изучен гораздо хуже, так как в этих осадках растительных остатков мало. Во время образования нижней части горизонта, как выяснено при изучении Султанаевско-Юлушевских разрезов, преобладали разнотравно-полынные степи, продолжали существовать небольшие массивы сосново-березовых лесов, унаследованных с конца предшествовавшего межледниковья [Фауна и флора…, 1983].

В целом за период накопления московского (еловского) горизонта в Южном Предуралье господствовали перигляциальные ландшафты, но в начале холодной эпохи еще сохранялись хвойные леса, унаследованные с предшествовавшего потепления.

Севернее, на территории Пермского Предуралья роль лесных массивов в то время, вероятно, была большей. Так, по немногочисленным материалам из разрезов у с. Слудки отмечено преобладание березово-хвойных лесов [Региональные подразделения…, 1988].

На Печоро-Вычегодско-Камском междуречье в еловском (московском) горизонте встречены только единичные пыльцевые зерна травянистых, а в конце его формирования в растительном покрове устанавливается домирование березовых и сосновых заболоченных лесов. На севере Тимано-Уральского района, когда формировалась верхняя часть роговской свиты (московский горизонт), существовали настоящие тундры и лесотундры [Смирнова, 1966; Лосева, 1976; Бердовская, 1971], а в конце этого времени большие площади стали занимать березово-хвойные заболоченные леса. При накоплении вашуткинской (сармаюской) свиты климат несколько потеплел и стал более сухим; березово-хвойные леса распространились до самой северной части Предуралья. Т. И. Смирнова допускает произрастание здесь даже лещины [Попов, 1963].

Поздний плейстоцен также расчленяется на две теплые и две холодные фазы.

Микулинский горизонт до последнего времени был изучен явно недостаточно, так как на большую часть микулинского времени в Южном Предуралье приходится перерыв в осадконакоплении, вследствие чего данных о растительности здесь очень мало.

За последние годы при изучении плейстоцена нижнего течения р. Урал удалось получить довольно полную картину смены растительности для позднего хазара, датируемого началом позднего плейстоцена [Плейстоцен нижнего течения р. Урал, 1986].

В начале позднехазарского времени бассейн нижнего течения р. Урал покрывали лесостепные ландшафты, существующие в условиях сухого, умеренно прохладного климата. Небольшие по площади лесные массивы, занимающие более увлажненные местообитания, состояли из сосен с примесью елей и немногочисленных листопадных (береза, ольха, вяз, дуб). С потеплением в максимум межледниковья сухость климата возросла, что отразилось в сокращении роли лесных ассоциаций и увеличении площадей, занятых засушливыми степями с обилием ксерофитов. Травянистый покров был сомкнутым, эфедра встречалась редко. Леса могли сохраниться только по берегам многочисленных зарастающих пресных водоемов. К этому времени относится большинство из многочисленных позднехазарских — коссожских флор, изученных палеокарпологическим методом П. И. Дорофеевым. Эти флоры также восстанавливают степные ландшафты, близкие по видовому составу к современным прикаспийским.

Для Волго-Уральского междуречья А. А. Чигуряева [Чигуряева,

Скиданова, Яхимович, 1960] отмечала на протяжении позднехазарского времени смену сосново-елово-папоротникового комплекса сосново-марево-полынным. И хотя для этого района роль лесных ландшафтов в начале позднего хазара установлена гораздо большей, чем это рисуется по нашим материалам, но в обоих случаях восстанавливается усиление остепнения в максимум потепления.

В конце позднего хазара в низовье р. Урал отмечается снижение разнообразия разнотравья, увеличение роли маревых, а в составе прибрежных лесов — уменьшение количества и разнообразия широколиственных, то есть фиксируется нарастание похолодания.

В более северных районах роль лесных массивов в микулинское время была большей. Так, севернее г. Уфы, при изучении султанаевско-юлушевских разрезов отмечено новое увеличение роли березово-сосновых лесов с примесью вязов, дубов, граба и липы. Небольшие открытые участки были покрыты разнотравными степями с большим разнообразием травянистых растений [Фауна и флора…, 1983].

На Печоро-Вычегодско-Камском междуречье в развитии растительности микулинского времени выделены две фазы: хвойно-широколиственных (пыльцы липы, вяза и дуба свыше 10% от суммы всех зерен) и сосново-еловых лесов. Есть данные о еще большей роли широколиственных пород в указанном районе в лесах микулинского времени (до 40%) [Гитерман, 1953].

На территории Печорского Предуралья в микулинское межледниковье прослежена смена березовых разреженных лесов еловыми с примесью берез, пихты и сибирского кедра. Затем в эпоху климатического оптимума преобладали березовые леса с хвойными и широколиственными породами (дуб, вяз, лещина, липа), сменившиеся позднее еловыми, а затем разреженными березовыми лесами и лесотундрами [Николаева, 1967]. Редкостойные сосновые леса с елями и березами при наличии единичных лещин и дубов покрывали в микулинское время и Средний Тиман [Лосева, 1976]. Березовые леса доходили до самого севера Большеземельской тундры, но встречаемые здесь в плейстоценовых отложениях единичные зерна пыльцы широколиственных пород, скорее, являются переотложенными [Смирнова, 1966].

Климат микулинского межледниковья по всем этим материалам даже в его максимум восстанавливается только незначительно теплее современного, что более четко выявляется в северных районах Предуралья. В это межледниковье так же, как и в эпохи среднеплейстоценовых потеплений на территории Предуралья, значение широколиственных пород в составе лесов было гораздо меньшим, чем на северо-западе и в центре Европейской равнины.

Ранневалдайский, калининский (или сайгатский) горизонт в Предуралье чаще совсем не содержит растительных остатков, которые обнаружены только в отложениях, накапливающихся в начале эпохи похолодания.

При проведении исследований в связи с находкой табулдинско-

го мамонта из калининского (сайгатского) горизонта выделен комплекс пыльцы и спор с преобладанием пыльцы сосны, при почти полном отсутствии листопадных [Итоги изучения…, 1985].

По материалам изучения султанаевско-юлушевских разрезов отмечено, что в первую половину калининского времени еще сохранялись березово-хвойные леса, из которых постепенно выпали широколиственные породы. Среди ассоциаций открытых местообитаний увеличилась роль маревых, появилась эфедра. Интересна находка в калининском горизонте (дер. Султанаево, расчистка 2) спор Lycopodium appressum (Desv.) Petr. — тундрового и горно-альпийского вида, ныне не встречающегося южнее Северного Урала [Фауна и флора…, 1983].

Печоро-Вычегодско-Камское междуречье, по данным Н. Н. Милюковой [1965], во время калининского (зырянского) оледенения покрывали тундры и лесотундры. На территории Печорского Приуралья в эпоху харбейского (зырянского) оледенения преобладали холодные лесостепи с обилием карликовой березки и трав-ксерофитов [Николаева, 1967].

Молого-шекснинский горизонт (табулдинский в Предуралье, нижнехвалынский в Прикаспии) до последнего времени также был палеоботанически слабо изучен.

В бассейне нижнего течения р. Урал в раннехвалынское время установлено максимальное для всего верхнего плейстоцена Прикаспия развитие лесных биоценозов. В начале это были хвойные леса с доминированием ели, позднее сменившиеся березово-широколиственными с заметной примесью липы, дубов, вязов, реже — граба, лещины и ясеня. Таким образом, в оптимум раннехвалынского потепления устанавливается максимальное для верхнего плейстоцена Прикаспия увлажнение при довольно высоком обеспечении теплом [Плейстоцен нижнего течения р. Урал, 1986]. Климат в бассейне нижнего течения р. Урал в раннехвалынское время бесспорно был более влажным, чем в позднехазарское (микулинское).

Преобладание лесных массивов отмечено в молого-шекснинское время и в более северных районах. Так, в районе к северо-западу от г. Уфы лесные ассоциации в молого-шекснинское время становятся доминирующими. При этом особенно характерно преобладание в их составе сосен (примерно в равных количествах Pinus sect. Eupitus P. sect Cembrae) при небольшой примеси берез и единичных лип, вязов, граба. Среди открытых пространств, занимающих меньшие площади, больше всего разнотравья [Фауна и флора…, 1983].

На юге Предуралья в это время большие пространства занимали сосновые леса. Из листопадных пород в них росли березы и изредка дубы, липы и граб. В конце межледниковья хвойные леса стали вытесняться холодными перигляциальными степями (время формирования верхней части озерных суглинков у д. Горнова). На севере Башкирии в молого-шекснинское время доминировали елово-сосновые леса со значительной примесью пихт (результаты

изучения разреза у д. Ново-Актаныбаш — материалы Н. И. Сиговой и М. А. Воронцовой). Богатая межледниковая флора современного состава описана из района нижнего течения р. Вишеры П. И. Дорофеевым [Яхимович и др., 1973]. Эта флора воспроизводит условия старицы в средних широтах таежной заны. Печорское Предуралье в эпоху каргинского (молого-шекснинского) межледниковья было покрыто редкостойными березово-хвойными лесами [Николаева, 1967].

Состав флор молого-шекснинского межледниковья, по данным Т. Д. Колесниковой [1957], не отличался от современных, а климат был безусловно более влажным, иначе произрастание лесных массивов в степной зоне было бы невозможным.

Поздневалдайский, осташковский, или кудашевский, горизонт, накапливавшийся в эпоху значительного похолодания, за последние годы получил довольно подробную характеристику при изучении спорово-пыльцевых спектров. Ранее осташковские отложения на территории Башкирского Предуралья неоднократно изучались на содержание пыльцы и спор, но в них чаще всего встречались только единичные находки, поэтому до последнего времени достаточно полных спектров из этих осадков было известно очень мало.

В бассейне р. Урал по многочисленным спорово-пыльцевым анализам установлено, что в период регрессии раннехвалынского бассейна, совпадающей с началом осташковского похолодания, доминирующими ландшафтами в бассейне р. Урал стали холодные степи, вытеснившие лесные биоценозы. Состав этих степей был очень своеобразным: большое количество эфедры, степные ксерофиты, злаки. Это раннеосташковское (поздневалдайское) похолодание было очень сильным, оно сопровождалось иссушением климата, что привело к резкой смене растительности: от лесных сообществ к полупустынной, с разреженным травянистым покровом. Затем на территории Прикаспия во время позднехвалынской трансгрессии климат стал более влажным и теплым — вновь появились лесостепные сообщества: на фоне разнотравно-маревых степей в более влажных местообитаниях возобновились хвойно-листопадные леса. В этих лесах вместе с соснами росли ясень, береза, липа.

В самом конце осташковского времени (при регрессии позднехвалынского моря) вновь стало холоднее: сократилось разнообразие листопадных пород и разнотравья, увеличилась роль маревых, эфедры. Климат стал более суровым, однако, в раннеосташковское время все же было гораздо холоднее и суше.

Таким образом, в бассейне р. Урал за осташковское время установлены два более холодных отрезка времени (в начале и в конце его) и один более теплый между ними в позднеледниковье. Однако как сопоставить эти эпохи похолодания с колебаниями климата в конце валдая на территории Восточной Европы, пока еще не ясно, т. к. для бассейна р. Урал надежных абсолютных дат нет [Плейстоцен нижнего течения…, 1986].

Другим районом Предуралья, где за последние годы хорошо изучены осташковские отложения, является Горновское местонахождение. По этим материалам [Плейстоцен Предуралья, 1987] растительный покров в осташковское (кудашевское) время на широте г. Уфы восстанавливается в виде разнотравно-полынно-маревых лугово-степных ассоциаций, покрывающих большую часть территории, а по пониженным, более увлажненным местам — еловых лесов с примесью берез и единичных широколиственных. Климат во второй половине времени накопления осташковских осадков, вероятно, стал более холодным и влажным, поэтому из лесных группировок исчезли широколиственные породы, сократилась примесь берез. Ландшафты осташковского времени, как они представляются по материалам из горновского разреза, являлись вполне подходящими для жизни позднего мамонта и животных сопутствующего ему комплекса фауны. Время накопления верхней части осташковских осадков в районе Горнова можно сопоставить со второй фазой похолодания в бассейне нижнего течения р. Урал [Плейстоцен Предуралья, 1987]. Из ранее полученных данных наиболее интересной является характеристика этого времени по пыльце из разреза вблизи дер. Старо-Кудашево на р. Орье [Немкова, 1978, с. 18]. Разрез этот интересен еще и тем, что отсюда по остаткам пня получена дата 18315±300 лет (БашГИ-4). Таким образом, спорово-пыльцевые спектры осташковского горизонта в этом разрезе относятся ко времени максимума этого похолодания, который, как известно, приходится на интервал 18–20 тыс. лет тому назад. Состав этих спектров (преобладание пыльцы разнотравья, маревых, полыней при незначительном участии хвойных) позволяет считать, что верхняя часть осташковских отложений у д. Горнова также относится к максимуму осташковского похолодания.

В районе Султанаева-Юлушева так подробно охарактеризовать изменение растительного покрова не представилось возможным, там только выявлено, что в осташковское время лесные и открытые ландшафты находились в примерно равных соотношениях. В лесах преобладали березы, реже встречались сосны, а ели и липы — единично. В составе безлесных ассоциаций увеличилось значение маревых. Появилась эфедра; местами были развиты мокрые солончаки с Salicornia herbacea L. [Фауна и флора…, 1983].

В более северных частях Предуралья в растительности осташковского времени большую роль играли лесные ассоциации. Так, в Пермском Предуралье (результаты изучения спорово-пыльцевым комплексом карьера у д. Масленники) в то время преобладали елово-сосновые леса с примесью берез при незначительном развитии травянистого покрова [Региональные подразделения…, 1988].

В отложениях позднеледникового времени, непосредственно подстилающих голоценовые, выделяются три холодные фазы (ранний, средний и верхний дриас) и две теплые между ними (аллеред и бёллинг). Данных о характере растительного покрова этих фаз позднеледникового времени в Предуралье очень немного.

Ранний дриас на территории Предуралья нигде точно не выделен, и о растительном покрове этого времени данных нет.

Бёллинг впервые был выделен в Южном Предуралье в районе с. Кармаскалы на левом берегу руч. Чатра [Яхимович и др., 1981], где в позднеледниковых осадках четко выделяются два пика пыльцы ели, нижний из которых отнесен к бёллингу. В еловых лесах того времени в небольшом количестве встречались темнохвойные сосны, единичные липы и березы. Такого же состава лесные сообщества установлены в осадках позднеледникового возраста, изученных на месте находки табулдинского мамонта [Итоги изучения…, 1985].

Средний-ранний дриас в Предуралье известен только на р. Орья, вблизи дер. Старо-Кудашево. Растительность этого времени на севере Башкирии восстанавливается в виде безлесных ландшафтов с обилием осок, злаков, полыней и маревых, отмечается большое количество пресных водоемов [Немкова, 1976].

Аллерёд до последнего времени также был известен только с р. Орьи, где он четко датирован по ^{14}C датами 11270±55 и 11680±90 лет назад. По результатам спорово-пыльцевого анализа в это время преобладали сосново-еловые леса с примесью лип и берез; безлесных пространств было мало [Немкова, 1976].

При изучении разрезов в связи с находкой табулдинского мамонта в расчистке 1 в позднеледниковых отложениях на диаграмме четко выделяется также и верхний максимум ели, одновременно с которым увеличилось разнообразие разнотравья [Итоги изучения…, 1985].

Интересно, что в этом разрезе аллерёдский возраст указанных осадков подтверждается Ф. И. Сулеймановой, так как именно здесь установлен при палеомагнитных исследованиях эпизод Гётеборг, возраст которого в абсолютном исчислении 12000 лет назад.

Аллерёдский максимум ели установлен также в районе с. Кармаскалы [Яхимович, Немкова и др., 1981], причем полного сходства между спорово-пыльцевыми комплексами пыльцы аллерёдского возраста из кармаскалинского и табулдинского разрезов нет: во втором разрезе эти спектры отражают более теплолюбивый тип растительности (в хвойных лесах больше примеси листопадных, большее разнообразие разнотравья). Различие это, скорее всего, объясняется тем, что в этих разрезах изучены разные части аллерёда: в табулдинском разрезе это, вероятно, осадки максимума потепления, а в кармаскалинском — его начала или конца.

Поздний дриас в Предуралье пока датирован только на Печоро-Камском междуречье на р. Низьва, откуда определена дата 10700±120 лет назад. В это время там доминировали безлесные ландшафты с полынями, маревыми и осоками. Березово-хвойные леса скорее были островного характера. Подобный растительный покров в то время был и в более южных районах Предуралья [Немкова, 1976; 1978].

Новые материалы, полученные при изучении разреза в связи с находкой тубулдинского слона, подтверждают, что и на юге Предуралья во время позднего дриаса преобладали лугово-степные ассоциации, местами отмечалось засолонение почв [Итоги изучения…, 1985].

Голоценовые отложения на территории Предуралья изучались спорово-пыльцевым методом в течение нескольких лет, и все итоги этих работ опубликованы [Немкова, 1976, 1978]. Здесь можно привести только основные выводы о смене растительного покрова Предуралья за все пять фаз голоцена.

Для предбореала характерно широкое распространение березовых лесов с небольшой примесью хвойных и широколиственных. Такие леса не заходили только в зону современной лесостепи, где доминировали разнотравно-полынные степи. В бореале роль хвойных, особенно сосен, в лесных массивах возросла, березово-сосновые леса распространились и в зону современной лесостепи. Во время климатического оптимума в лесах увеличилось количество елей и широколиственных пород. При этом в северных районах чаще встречались ели, вязы и липы, а южнее — сосны и дубы. Для суббореала характерно возрастание роли сосен в лесах Северного Предуралья и Среднего Прикамья. В Низовом Прикамье и бассейне нижнего течения р. Белой в это время установлено широкое развитие липовых лесов, южнее сменяющихся березовыми лесами с заметной примесью широколиственных. В субатлантике распространение типов растительности не отличалось от современного: елово-сосновые леса на севере Предуралья и в Северном Прикамье, южнее в таких лесах увеличилась примесь липы (Низовье Прикамья), дубов и вязов (Южное Предуралье). В самом конце субатлантика и на юге Предуралья отмечено увеличение безлесных пространств.

За последние годы В. К. Немковой вместе с В. А. Климановым [Немкова, Климанов, 1988] была сделана попытка восстановления абсолютных характеристик климата для отдельных фаз голоцена Предуралья. Используя разработанную В. А. Климановым методику восстановления количественных показателей климата прошлого [1976] на предуральских разрезах удалось получить новые интересные материалы, которые сводятся к следующему.

В бореале установлено два потепления, более позднее из которых было несколько теплее первого. В оптимум бореала средние температуры июля и января были ниже современных примерно на 3°, а осадков было меньше на 50–70 мм, чем сейчас.

На границе бореала и атлантика произошло некоторое похолодание, а затем резкое потепление, и к середине атлантика климат стал теплее современного. Однако особенности климата второй половины атлантика (на Русской равнине это было самое теплое время за весь голоцен) восстановить для Предуралья пока не удалось. Не исключено, что такого значительного потепления, как в более западных районах на территории Предуралья не было.

На протяжении суббореала выявлены три эпохи заметного потепления: в первую, датируемую в 3980±180 лет назад, средние температуры были на 0,5–1° выше современных; второе потепление было более заметным — на 1–2° выше современных средних температур; в третье — климат был близким современному. Три потепления в суббореале отмечались ранее и на северо-западе Русской равнины [Климанов, Елина, 1984].

В субатлантическое время сначала похолодало, а затем также выявлены три потепления, однако, по количественным характеристикам были менее заметными, чем суббореальные. После этих потеплений климат позднее 1000 лет назад заметно похолодал, приближаясь к современному.

Все эти выводы, касающиеся изменения климатических условий голоцена [Немкова, Климанов, 1988], вполне сопоставимы с подобными данными для других регионов.

За последнее время радиоуглеродной лабораторией при лаборатории стратиграфии кайнозоя получены по ряду голоценовых торфяников новые даты (Э. К. Латыпова), которые дали возможность впервые получить сведения о возрасте пограничного горизонта торфяников Башкирии. Так, на Карьятмасском торфянике выделено два пограничных горизонта с абсолютной датой для более древнего 2650±70 л. (БашГИ-82), а придонный торф датирован в 3470±90 л. (ЛУ-729). Для Ишкаровского торфяника получены датировки 2760±60 л. (БашГИ-103) и 3110±90 л. (БашГИ-104), а возраст придонного торфа этого месторождения определен в 7620±90 л. (БашГИ-105). На Юкаликулевском торфянике слой с обилием древесных остатков оказался еще более молодым — 1460±80 л. (БашГИ-86). Приведенные даты для пограничного горизонта все относительно очень молодые, а более древние слои сильно разложившегося торфа в Башкирии еще не выделены.

Впервые для Предуралья, используя вновь полученные датировки, подсчитаны скорости торфонакопления. Они составили 9,7 см за 100 лет для нижней части субатлантика и верхнего суббореала и 7,2 см за 100 лет для низов суббореала на Карьятмасской торфяной залежи. Скорость накопления пограничного горизонта на Ишкаровском торфянике равна 6,3 см за 100 лет, что свидетельствует о незначительной степени разложения торфа и вызывает сомнение в правильности отнесения этого слоя к пограничному горизонту.

Полученные новые даты в ряде случаев подтвердили стратиграфическое расчленение разрезов (Карьятмас, Ишкарово, Абдуллино), сделанное ранее или только по спорово-пыльцевым спектрам, или с использованием единичных обсолютных определений.

Вновь обоснован вывод о том, что наиболее благоприятные условия для торфонакопления на территории Южного Предуралья существовали на протяжении суббореала.

Рассмотрение истории формирования растительного покрова Предуралья позволяет выявить своеобразные особенности ландшафтов этого региона за плиоценовое, плейстоценовое и голоценовое время.

Плиоценовые флоры и типы растительности Предуралья в целом мало отличались от комплексов растительности этого времени в других регионах, можно отметить только меньшее число в их составе реликтовых форм по сравнению с более западными территориями.

В плейстоценовые межледниковья различия в растительном покрове Предуралья и Русской равнины заметно возросли, особенно со среднего плейстоцена. В первую половину лихвинского потепления в Предуралье отмечается иссушение климата, повлекшее за собой значительное продвижение степных группировок к северу — почти до северных границ Башкирии. Во вторую половину лихвинского времени влажность увеличилась, хвойные леса заметно продвинулись к югу, но широколиственных пород в их составе было немного. Господство широколиственных лесов в лихвинское межледниковье на территории Предуралья не установлено.

Климат лихвинского потепления в этом регионе скорее всего был более холодным по сравнению с западными районами, поэтому, вероятно, днепровское похолодание не внесло столь опустошительного влияния на растительный покров Предуралья. Перигляциальные безлесные ландшафты и разреженные березово-хвойные леса в большинстве районов Предуралья отмечены только в первую половину днепровского времени, затем повсеместно вновь увеличилась роль березово-хвойных лесов.

В оптимум одинцовского потепления для всей полосы Предуралья характерно широкое развитие сосновых лесов с примесью берез и широколиственных пород. Климат одинцовского межледниковья здесь был только незначительно холоднее лихвинского и во всяком случае более влажным, чем за первое из среднеплейстоценовых потеплений. В одинцовское время в Предуралье устанавливается больше лесных ландшафтов, чем в лихвинское.

Лесные сообщества занимали большие площади и во время молого-шекснинского межледниковья, когда хвойные леса доходили до современных побережий Каспия.

За время осташковского (поздневалдайского) похолодания климат был наиболее холодным и сухим вначале, затем отмечено некоторое потепление и второе похолодание, но менее значительное, чем первое.

Для голоцена в целом на территории Предуралья так же, как и в плейстоценовые межледниковья, отмечается значительно меньшая роль в составе лесов широколиственных пород, чем на Русской равнине. Даже в оптимум голоцена (атлантик) для Предуралья не были характерны большие по площади широколиственные леса, и только в суббореале Прикамья установлено распространение липовых лесов.

Наиболее резкие изменения в составе растительного покрова при смене похолоданий и потеплений на протяжении плейстоцена и голоцена отмечались в Южном Предуралье. Севернее широтного течения р. Камы и до южных границ современной лесотундры эти изменения были менее заметны, так как в этой части Предуралья хвойные леса в основном сохранялись в эпохи и похолоданий, и потеплений; изменились только состав и количество листопадных пород, растущих в виде примесей в составе этих сосново-еловых лесов.

Восстановление особенностей растительного покрова Предуралья позволяет сделать общий вывод: формирование границ современных растительных зон проходило на протяжении всего плейстоцена и голоцена. Зона широколиственных лесов в составе современного растительного покрова Восточной Европы, сужаясь к востоку, выклинивается в Южном Предуралье, современные границы этой зоны очевидно были заложены уже в середине плейстоцена, что и объясняет отсутствие широкого развития широколиственных лесов в эпохи плейстоценовых и голоценовых потеплений на территории Предуралья.

К ВОПРОСУ О ПЛИОЦЕНОВОЙ ФЛОРЕ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ ТИМАНО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Вопрос о возрасте молодых осадочных отложений Тимано-Уральской области обсуждается на страницах печати уже в течение нескольких десятилетий. За эти годы создано значительное число стратиграфических схем, по-разному обосновывающих возраст этих отложений. Так, время накопления даже такой сравнительно хорошо изученной свиты как колвинская различными авторами трактуется в интервале от миоцена (Р. Б. Крапивнер, П. П. Генералов, И. Л. Зайонц и др.) до плейстоцена (официально принятая МСК схема, В. И. Гудина и др.). Все авторы, работающие по изучению стратиграфии указанных отложений, обосновывают свои построения многочисленными геологическими, палеонтологическими и другими материалами, но выводы о возрасте изучаемых осадков делают неодинаковые.

Подобное положение безусловно возникло вследствие отсутствия на севере европейской части СССР стратотипических разрезов для верхнекайнозойских отложений, а также ввиду еще недостаточной изученности истории развития флор и фаун, смен палеогеографических обстановок на высоких широтах. Комплексы органических остатков, выделяемые из осадочного чехла Тимано-Уральского региона, еще не имеют четких геохронологических датировок, невелико до настоящего времени число разрезов, обработанных всеми биостратиграфическими и физическими методами, в том числе и палеомагнитным.

Коллектив исследователей Геологического института БФАН СССР включился в изучение молодых отложений севера европейской части СССР еще в середине 60-х годов и с самого начала отстаивал представление о плиоценовом возрасте нижних свит большеземельской серии — просундуйской, колвинской и подимейской. Все соображения по обоснованию плиоценового возраста указанных свит изложены в монографии, опубликованной еще в 1973 г. [Яхимович, Немкова, Семенов]. С тех пор появились новые материалы как по этой области, так и по смежным регионам, расположенным на высоких широтах, возникли новые представления, позволяющие более уверенно отстаивать плиоценовый возраст Рассматриваемых осадков.

В связи с обсуждением рассматриваемого вопроса необходимо

более подробно рассмотреть все имеющиеся данные по истории флор и типов растительности Тимано-Уральской области в плиоцене и попытаться, пусть еще недостаточно точно, но ответить на вопрос — какими могли быть флоры и растительность северных побережий в плиоцене?

Молодые осадочные отложения Тимано-Уральской области, к сожалению, содержат очень мало макроскопических растительных остатков (несколько небогатых палеокарпологических комплексов). Все представления о растительности, времени их образования строятся на изучении состава спорово-пыльцевых спектров. Причем интересно, что перечень микроспор, выделяемых разными авторами (Т. И. Смирнова, Г. Н. Бердовская, Н. Г. Загорская, В. К. Немкова и другие) в основном одинаков, а представления о возрасте у разных исследователей различны. Дело в том, что в составе пыльцы и спор рассматриваемых отложений постоянно присутствуют как формы современного облика, так и более древние: палеозойские, мезозойские, палеоцен-эоценовые и олигоцен-миоценовые. И вот из представлений о том, какие микроспоры являются переотложенными, а какие принадлежат растениям, растущим во время накопления рассматриваемых осадков, и происходят все указанные выше расхождения в определении возраста.

В итоге изучения спорово-пыльцевым методом целого ряда разрезов кайнозойских отложений Тимано-Уральской области и выявления в них закономерностей распределения пыльцы арктотретичных родов, автор пришел к выводу, что в этих осадках не только пыльца и споры палеозойского, мезозойского, палеогенового, но и олигоцен-миоценового возраста, а также некоторых широколиственных пород — дуба, вяза и граба — находятся во вторичном залегании [Яхимович и др., 1973]. Факт переотложения микроспор палеозойского, мезозойского и палеогенового возраста ни у кого не вызывает сомнений. Все споры ведутся разными авторами вокруг вопроса: являются ли переотложенными пыльца и споры арктотретичных родов, в том числе и широколиственных, входящих в состав как олигоцен-миоценовых, так и современных флор более южных районов*.

Доказательством нахождения во вторичном залегании пыльцы арктотретичных, в том числе и большинства широколиственных форм являются: 1) максимумы пыльцы указанных широколиственных пород во всех разрезах совпадают с максимумами пыльцы типичных арктотретичных (Castanea, Juglans, Pterocarya, Nyssa и т. п.), значит перечисленные широколиственные входили в состав арктотретичных флор**; 2) максимумы пыльцы олигоцен-миоценовых родов в разных разрезах приходятся на различные стратиграфические горизонты, чаще на роговскую и нерцетскую свиты, а также на голоценовые отложения — все эти осадки формировались во

* Северные границы современных ареалов перечисленных выше широколиственных пород ныне проходят южнее Тимано-Уральской области.

** Плохая сохранность пыльцы затруднила проведение видовых определений.

время более холодных климатических условий, чем в падимейско-колвинское время. Анализ всех цифровых данных по разрезам подробно изложен в монографии 1973 г. [Яхимович, Немкова, Семенов].

Большая часть специалистов, изучающих спорово-пыльцевые комплексы молодых осадочных пород Севера, ставила перед собой чисто стратиграфические цели. Они или сами являлись геологами, или, работая вместе с последними, невольно шли вслед за их стратиграфическими построениями, не пытаясь связать свои данные с широкими представлениями об эволюции флор прошлого, о времени возникновения современных типов растительности на Севере, не сопоставляя свои материалы с итогами изучения современного растительного покрова, который всегда сохраняет следы растительности предыдущих геологических эпох. А чтобы доказать наличие остатков плиоценовых растительных сообществ на высоких широтах, нужно хотя бы в общих чертах представить себе, какими они могли быть, так как чтобы что-то найти, нужно знать, что искать.

Как правильно отмечал В. Н. Васильев [1958], для решения вопроса о происхождении флоры и растительности любой области за какой-либо отрезок времени, необходимо использовать три метода: флорогенетический анализ современного растительного покрова, монографическую обработку различных систематических групп и палеонтологический — изучение ископаемых растительных остатков. И хотя все эти три метода пока нет возможности применить к решению вопроса о времени возникновения форм растительного покрова северных побережий, но можно попытаться проследить ход изменения флор и типов растительности этих территорий, начиная с миоцена.

Растительность первой половины миоцена на высоких широтах северного полушария была представлена богатыми по составу лесами арктотретичного типа. Такими были раннемиоценовые растительные комплексы и Исландии [Ахметьев и др., 1978], и Аляски [Wolf, 1972], и, безусловно, приарктических районов Европейской части Союза. Примечательно, что состав этих миоценовых комплексов был, если не совсем одинаковым, то в общих чертах однотипным на протяжении от высоких широт до Центральной Европы и Украины [Ахметьев, и др., 1978; Тесленко, 1957; Якубовская, 1970; Wolf, 1972 и другие]. Заметное похолодание климата, начавшееся в позднем миоцене (примерно одновременно для большей части Европы) привело к распаду таких арктотретичных флор.

И если теперь бесспорно известно, что в Западной Сибири и на юге Предуралья в начале плиоцена уже не существовало лесных флор тургайского типа (только единичные реликты этих флор сохранились в растительных сообществах плиоцена) [Дорофеев, 1980, 1963; Никитин, 1957 и другие], то даже на юге Украины, где таких реликтов было больше, начиная с мэотиса в составе лесных Формаций значительную роль уже играли хвойные [Дорофеев, 1964]. Палеоботаническая наука до последнего времени, как отмечали

А. И. Толмачев и Б. А. Юрцев [1970], не располагала прямыми свидетельствами о времени распада тургайских флор на высоких широтах. В этих районах разрезы, которые могли бы дать материалы по истории растительности конца миоцена, скорее всего похоронены под дном Ледовитого океана. И уникальной на фоне этого для европейского сектора Арктики является Исландия, где М. А. Ахметьевым с соавторами [1978] детально изучены макроскопические растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы от палеогена до голоцена. Эти разрезы датированы палеомагнитным методом, из них определена фауна моллюсков и проведена корреляция с одновозрастными осадками более южных частей Европы.

По материалам из Исландии установлено, что процесс распада там миоценовых арктотретичных флор происходил во второй половине миоцена, то есть почти одновременно с более южными регионами. К концу миоцена на острове уже господствовала таежная растительность с елями и пихтами в качестве основных компонентов. За время накопления слеггьюлекурского горизонта Исландии (средне-, раннеплиоценового возраста), образовавшегося 5,5–3 млн лет назад, прослежен переход от таежных лесных сообществ к растительности современного типа – к кустарниковым и редколесным ландшафтам. Возраст этого горизонта кроме того подтверждается сравнением содержащихся в нем комплексов моллюсков зон Tapes и Mactra с фауной разрезов кораллового крага Англии и с астийским ярусом раннего плиоцена в Италии [Ахметьев и др., 1978].

За позднеплиоценовое время на территории Исландии произошло становление гипоарктической и арктической флор — за время накопления верхнетьеднесского горизонта (3–1,8 млн лет назад). Причину подобного изменения растительного покрова М. А. Ахметьев с соавторами видят в возникновении ледовой обстановки в Северном океане, что произошло 3–4 млн лет назад. Климат высоких широт в позднем плиоцене и плейстоцене, по мнению этих исследователей, уже существенно не отличался от современного.

С этими выводами, обоснованными геохронологическими определениями, хорошо сопоставляются ранее известные представления геоботаников, подходящих к решению вопроса о времени возникновения растительных группировок путем изучения флористического состава современной растительности северных регионов. Так, Б. А. Юрцев [1966], выделивший гипоарктический пояс, объединяющий зоны северной тайги, собственно лесотундры и южной тундры, в результате детального изучения видового состава современной растительности этого пояса, пришел к выводу, что гипоарктические ландшафты современного типа начали складываться с конца плиоцена. Нужно отметить, что и Исландия, и север Тимано-Уральской области, и север Западной Сибири входят в гипоарктику [Юрцев, 1966, стр. 6]. Причиной вымирания первичной таежной растительности на территории гипоарктического пояса Б. А. Юрцев считает превращение на рубеже плиоцена и плейсто-

цена незамерзающего Полярного бассейна в замерзающий, а затем и в Ледовитый океан. С этим же этапом развития сильного похолодания климата В. В. Баулин [1970] связывает начало формирования вечной мерзлоты на севере Западной Сибири.

В свете обсуждаемого вопроса интересны также выводы А. И. Толмачева [1954] по истории возникновения темнохвойной тайги. Как доказывает этот автор, леса арктотретичного типа — это лесные группировки без хвойных. Роды хвойных возникли еще в домиоценовое время, но в миоцене они произрастали в горных районах. В плиоцене, как это доказано многими исследователями [Ананова, 1956, 1962; Баранов, 1954, 1959; Грищенко, 1952; Дорофеев, 1956_1, 1956_2, 1960, 1964; Ильинская, 1968; Кузнецова, 1959; Немкова, 1960_1, 1960_2, 1972; Никитин, 1957; Тесленко, 1957; Чигуряева, 1960; Попова, 1970; Ятайкин, 1961 и др.], на севере европейской части СССР, в Сибири, в Якутии хвойные леса далеко продвинулись в высокие широты и покрывали огромные пространства до южных окраин Восточной Европы. Роль арктотретичных реликтов в составе этих лесов была небольшой и увеличивалась по направлению с северо-востока к юго-западу.

В позднем плиоцене произошло первичное обезлесение северной окраины суши при еще неледовитом Арктическом бассейне [Толмачев, Юрцев, 1970]. Ландшафты типа современной тундры могли сформироваться как зональное явление, как предполагал А. И. Толмачев [1960], не раньше границы между плиоценом и плейстоценом, хотя первичные элементы арктической флоры возникли, несомненно, гораздо раньше. Географически «колыбелью арктической флоры» А. И. Толмачев считает пространство от восточной окраины Таймыра до крайнего северо-запада Гренландии, включая часть теперешнего шельфа. В плейстоцене на месте северной окраины плиоценовой таежной зоны уже существовали гипоарктические ландшафты. Они по своей структуре напоминали современный растительный покров Курильских островов и побережий Берингова пролива. Важными компонентами этих ландшафтов были кустарниковые и редколесные сообщества, преимущественно из листопадных пород: ив, кустарниковых берез и ольховников на фоне разнообразных болотных ассоциаций.

Таким образом, из анализа имеющихся к настоящему времени материалов по изучению современного флористического состава растительности приарктических районов, а также палеоботанических данных можно считать, что плиоценовые флоры Тимано-Уральской области должны были быть таежно-лесными, уже не содержащими арктотретичных реликтов. Другими словами, плиоценовые лесные массивы северных районов не были и не могли быть столь богатыми по видовому составу, как на территориях более южных областей. И считать такие лесные сообщества Севера только по признаку их обедненности плейстоценовыми нет никаких оснований. В плейстоцене северные районы были заняты лесотундровым редколесьем, приближающимся к гипоарктическим ландшафтам.

С этими общими представлениями о развитии растительного покрова северных территорий в плиоцене и плейстоцене интересно сопоставить те конкретные палеоботанические данные, которые были получены для Тимано-Уральской области спорово-пыльцевым методом [Яхимович, др., 1973].

За время накопления самой нижней из свит большеземельской серии — просундуйской на широте современных побережий Ледовитого океана произрастали елово-сосновые леса с большой примесью высокоствольных берез. Реликтов арктотретичных флор в просундуйских лесах уже не было, облесенность была почти сплошной, климат был значительно теплее современного, никаких свидетельств о близости тундровой зоны не получено. Исходя из изложенных общих представлений о динамике растительного покрова, флористический комплекс просундуйского времени нужно считать плиоценовым, причем не относящимся к самому концу этого времени.

В колвинское время на севере европейской части Союза сохранялось господство хвойных лесов, и только в конце этого времени увеличилось значение редколесья и травянистых группировок — особенно полыней, осок и папоротников. Во второй половине колвинского и в падимейское время впервые отмечено появление пыльцы и спор отдельных видов, являющихся индикаторами тундры. Это пыльца рода Polemonium (вида, не являющегося P. coerulea)*, Armeria arctica Wall.,** Phyllodoce coerulea (L., Bod***, споры тундровых плаунов: Lycopodium pungens La Pyl.) L. alpinum L., L. appressum (Desv.) Petr., а также споры Selaginella selaginoides (L.) Link., Sphagnum sp. В травянистом покрове редколесья падимейского времени впервые для севера отмечено значительное количество пыльцы полыней, маревых и папоротников (сем. Polypodiaceae).

Все это свидетельствует о распаде хвойных лесов и о развитии редколесья, местами заболоченного. В Исландии этот процесс точно датирован второй половиной плиоцена (конец времени накопления, слеггьюлекурского горизонта — 3 млн лет назад). Это сопоставление является еще одним доказательством плиоценового возраста колвинской и падимейской свит. Получение точных геохронологических датировок для этих свит Тимано-Уральской области (по палеомагнитному и другим методам) могло бы сделать такое сопоставление бесспорным.

Выше падимейской свиты в Тимано-Уральском регионе лежит полярно-бугринская, датируемая [Яхимович и др., 1973] ранним плейстоценом. По составу спорово-пыльцевых спектров полярно-бугринские комплексы отличаются от колвинско-падимейских

---

* В составе современных флор остальные виды этого рода растут только в тундрах и частично на горных лугах.

** Ныне встречаются только в горных тундрах и на Урале севернее 62° с. ш.

*** Растения тундр и березового редколесья (Скандинавия, Исландия, север европейской части СССР).

сокращением роли древесных, возрастанием количества осок и полыней, то есть усиливается процесс распада лесных группировок, начинавшийся в конце колвинского и в падимейское время. Особенно четко это выявляется вблизи современных морских побережий (см. диаграмму по скв. СДК-80, Яхимович и др., 1973, с. 14). Таким образом, в полярно-бугринское время уже началось развитие растительности типа гипоарктической.

О плиоценовом возрасте нижних свит большеземельской серии (просундуйской, колвинской и падимейской) неоднократно высказывались многие исследователи, работающие другими методами (изучение различных групп фаун, литологии, прямого прослеживания разрезов по всей полосе Предуралья и другие). Эти материалы, подтверждающие изложенные выводы, в настоящей работе не затрагиваются. Однако привлечение широких представлений об истории растительного покрова Севера в прошлом является еще одним доказательством отнесения периода формирования перечисленных свит к доплейстоценовому времени.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РАДИОУГЛЕРОДНОМУ ДАТИРОВАНИЮ ГОЛОЦЕНОВЫХ ТОРФЯНИКОВ БАШКИРИИ

Впервые изучение голоценовых отложений Предуралья, в том числе и Башкирии, спорово-пыльцевым методом с использованием радиоуглеродных дат было проведено В. К. Немковой [1976, 1978]. При этом анализировались обнажения низких речных террас, торфяников и разрезы различных археологических памятников. Это позволило В. К. Немковой выделить в этом регионе все подразделения шкалы Блитта-Сернандера как для послеледниковья, так и для отдельных этапов позднеледниковья.

Во время экспедиции 1977 г. В. Л. Яхимович и В. И. Маковским вновь были обследованы и опробованы некоторые разрезы ископаемых торфяников Башкирии. Кроме того, в том же году (совместно с Н. К. Пановой) была предпринята попытка опробовать специальным буром и ныне существующие торфяные болота Южного Урала.

Синтез бензола по всем этим образцам был проведен Э. К. Латыповой по схеме, предложенной Х. А. Арслановым с применением в качестве катализатора алюмосиликата, активированного пятиокисью ванадия. Режим обработки выбирался дифференцированно в зависимости от предполагаемого возраста образца. Для многих образцов была проведена двойная обработка: по гуминовым кислотам и по нерастворимому остатку. В последнем случае гуминовые кислоты удалялись. Датирование осуществлялось как по нерастворимому осадку, так и по фракциям, что увеличивало достоверность определения возраста. Подсчет малых активностей синтезированных бензолов проведен в лаборатории НИИГеографии ЛГУ. В итоге всех этих исследований удалось получить новые интересные датировки, которые рассмотрим по отдельным торфяникам.

Для **Карьятмасскго торфяника**, расположенного у дер. Карьятмас в 6 км южнее озера Асли-Куль, ранее радиоуглеродных дат не было. Итоги изучения этого торфяника спорово-пыльцевым методом опубликованы [Немкова, 1978, с. 14]. При проведении нового детального описания установлено, что верхние слои торфа здесь срезаны. На глубине 0,25–0,5 м от поверхности выработки из темно-коричневого землисто-комковатого торфа, в нижней части пластового, с остатками рогоза и хвощей (слой 2) выше пограничного горизонта получена по гуминовым кислотам дата

1380±120 л. (БашГИ-80). Под этим слоем лежит верхний пограничный горизонт (гл. 0,5–0,8 м, слой 3) со стволами и корнями берез, обломками коры лиственных пород (ольха ?) и большим количеством листков рогоза. Он оказался сильно загрязненным, достоверной даты из него не получено. Еще ниже по разрезу залегает черный торф (слой 4, гл. 0,8–1,4 м), в котором хорошо заметна корневая система древесных растений и обломки древесины сосны. В основании черного торфа наблюдается второй пограничный горизонт с остатками сосен (слой 5, гл. 1,4–1,6 м), для которого получена дата 2650±70 л. (БашГИ-82). Ниже отчетливо виден слой светло-коричневого торфа (слой 6, гл. 1,6–2 м), в котором встречаются остатки листьев рогоза и мелкие обломки древесины. Из придонного слоя торфа, иловатого в нижней части (слой 7, гл. 2–2,2 м), получена дата 3470±90 л. (ЛУ-729).

Слои торфа, содержащие большое количество обломков древесины и корней древесных пород, обычно относимые к пограничному горизонту, в рассматриваемом разрезе по составу спорово-пыльцевых спектров характеризуются большими количествами (до 40–50%) пыльцы ольхи на фоне елово-сосновых комплексов. Это свидетельствует не об иссушении климата, что, по мнению многих авторов, сопровождает время накопления пограничного горизонта, а, наоборот, об увеличении влажности.

Таким образом, время формирования торфяника у дер. Карьятмас по полученным датировкам ограничивается суббореальной и субатлантической фазами голоцена, что подтверждает проведенное ранее стратиграфическое расчленение, сделанное только по результатам спорово-пыльцевого анализа [Немкова, 1978].

Если, исходя из полученных датировок и опробованных мощностей торфа, по Карьятмасскому торфянику подсчитать скорости торфонакопления, то они оказались 9,7 см за 100 лет для нижней части субатлантической фазы и верхней суббореальной и 7,2 см за 100 лет для нижней части суббореала, т. е. ясно проявляется влияние последующего уплотнения для нижележащих слоев торфа.

Ишкаровский торфяник, расположенный в бассейне нижнего течения р. Белой у дер. Ишкарово на ручье Сарыяз, изучался спорово-пыльцевым методом и по нему ранее были получены две даты: для субатлантика 1920±170 л. (БашГИ-71) и для суббореала 3130±150 л. (БашГИ-70). Растительный покров района в суббореале восстановлен в виде хвойных лесов с преобладанием сосен при заметной примеси елей, и меньшей — листопадных пород (береза, липа, вяз, дуб), при этом значение листопадных увеличивается в субатлантике [Немкова, 1978]. Торфяник этот разрабатывался и неоднократно горел.

В 1977 г. был изучен разрез торфа перед запрудой р. Запинязы в южной части разработки. Разрез этот стратиграфически похож на изученный ранее.

При повторном изучении из древесно-осокового торфа, покрывающего пограничный горизонт (гл. 1,3–1,4 м), получена дата

2630±100 л. (Баш ГИ-102). Торф этого слоя имеет темно-коричневую окраску, интенсивно гумусирован. Из нижележащего пограничного горизонта, представленного древесным торфом, в основном из древесины ели, получены даты 2760±60 л. (Баш ГИ-103) из средней части пограничного горизонта и 3110±90 л. (Баш ГИ-104) из нижней части этого горизонта (по древесине ели). В основании пограничного горизонта встречаются линзы черного цвета с большим количеством мелких раковин пресноводных моллюсков: Succinea sp., Planorbis planorbis L., Gyraulus sp. Кроме того, с глубины 2,6 м из придонного древесно-осокового торфа по древесине получена датировка 7620±90 л. (Баш ГИ-105), относящаяся уже к началу атлантической фазы*.

В этом разрезе хорошо выражен пограничный горизонт. Скорость торфообразования этого горизонта, подсчитанная по приведенным выше датировкам, составила 6,3 см за 100 лет.

Несколько радиоуглеродных дат определено по **Юкаликульскому торфянику**, находящемуся на левобережье р. Белой в ее нижнем течении, на берегу р. Евбазы, у д. Юкаликуль, где были опробованы два разреза.

Из разреза I, описанного в центральной части торфяной залежи, для пограничного горизонта, представленного темно-коричневым торфом с обломками древесины (гл. 0,6–0,7 м), получена по древесине дата 1460±80 л. (Баш ГИ-86) и для придонного темно-серого илистого торфа с остатками рогоза и древесины (гл. 2,2–2,35 м) — две даты 3720±100 л. (Баш ГИ-87_1) и 2840±100 л. (Баш ГИ-87_2): первая по нерастворимому остатку, вторая по гуминовым кислотам того же образца.

Второй разрез — Юкаликуль II опробован в естественном обрыве левого берега ручья Юкаликуль, откуда взяты на определение возраста по ^{14}C образцы из нижней части торфяной залежи и подстилающих пород. Придонный торф (гл. 1,2–1,3 м), состоящий из скопления остатков рогоза и других прибрежно-водных растений, датирован в 3160±160 л. (Баш ГИ-88_1) — по нерастворимому остатку и 1890±80 л. (Баш ГИ-88_2) — по гуминовым кислотам. Для нижележащего оторфованного озерного ила с раковинами моллюсков Gyraulus sp. и др.) получена дата 3410±50 л. (Баш ГИ-89) — по гуминовым кислотам. Погребенная гидроморфная почва, представленная черным болотным суглинком, проросшим корнями водных растений, лежащая в основании разреза (гл. 1,5–1,8 м), дала дату 7110±220 л. (Баш ГИ-106).

Таким образом, по Юкаликульскому торфянику определен очень молодой, субатлантический возраст пограничного горизонта, а в другом разрезе установлено залегание торфов на погребенной почве, датированной нижней частью атлантической фазы.

Изученный ранее спорово-пыльцевым методом разрез Юкаликульского торфяника, расположенный на правом берегу р. Евбазы, выше дер. Юкаликуль [Немкова, 1978, с. 8], абсолютных датировок

* В разрезе, изученном ранее, этого горизонта не было.

не имел, в нем установлено было для атлантической и суббореальной фаз доминирование сосново-еловых лесов с заметной примесью берез и липы. Атлантическая фаза по этим материалам была выделена по увеличению в спектрах количеств пыльцы широколиственных пород (в основном липы и частично вяза и дуба). Стратиграфический объем ранее изученного разреза отличается от позднее описанных Юкаликуль I и Юкаликуль II, поэтому желательно было бы провести спорово-пыльцевые анализы и для двух разрезов.

Таллы-Кулевский торфяник, расположенный вблизи д. Таллы-Кулево в верховье р. Чермасан, при посещении его в 1977 г. оказался почти выработанным. Слой торфа мощностью в 0,6 м сохранился только в канаве.

Из придонного слоя этого торфа получена дата 2720±130 л. (Баш ГИ-84). Опубликованный разрез этого торфяника [Немкова, 1978, с. 10] стратиграфически и по общей мощности был более полным, основная толща торфа отнесена к атлантику (доминирование сосновых лесов с заметной примесью елей, лип, вязов, дубов), выше (до 0,25 м) выделен суббореал, а ниже торфяной залежи — бореал.

Получены новые датировки и для некоторых других торфяников. Так, у дер. Бурнак, где торфяник также оказался почти выработанным, для сохранившегося слоя торфа мощностью 0,65 м придонная часть датирована 4560±150 л. (Баш ГИ-85). Ранее на этом торфянике выделялась по спорово-пыльцевым анализам атлантическая (в основном) и суббореальная фазы*. Интересная дата получена и для абдуллинского торфяника (западная окраина дер. Абдуллино на левом берегу р. Евбазы), с глубины 1,6–1,7 м — 9260±210 л. (Баш ГИ-83), из темно-коричневого плотного торфа. Разрез торфяника у дер. Абдуллино раньше по итогам изучения спорово-пыльцевых спектров* был стратифицирован в интервале от предбореала до атлантика, поэтому приведенная дата подтверждает отнесение нижних слоев торфа в этой торфяной залежи к предбореалу.

Довольно неудачной оказалась попытка В. Л. Яхимович и Н. К. Пановой отобрать образцы торфа для радиоуглеродного датирования и спорово-пыльцевых исследований специальным пробоотборником через толщу болотной воды на торфяных болотах Южного Урала. Для Зюраткульского болота были получены даты по семи таким образцам из одного разреза, однако, большинство их оказались недостоверными. По глубинам разреза эти датировки распределялись следующим образом: с гл. 2,5–2,75 м 1210±170 л. (Баш ГИ-91), с гл. 2,75–3 м 2000±70 л. (Баш ГИ-92), с гл. 3,25–3,5 м 6160±120 л. (Баш ГИ-93), с гл. 4,5–4,75 м 1690±70 л. (Баш ГИ-94), с гл. 4,45–5 м 5600±130 л. (Баш ГИ-95), с гл. 6,25–6,5 м 6110±340 л. (Баш ГИ-96) и с гл. 6,75–7 м (придонный торф) 5920±110 л (Баш ГИ-97). Даже более молодые из этих дат, последовательно возрастающие с глубиной, не укладываются в

* Данные, отмеченные звездочками, остались неопубликованными.

стратиграфическую разбивку этого разреза, приводимую Н. К. Пановой [1987]. Причиной такого разброса датировок является скорее всего отсутствие герметичности отбираемых образцов при подъеме от болотной воды из вышележащих слоев торфа. Но в этом случае столь же недостоверными являются и результаты спорово-пыльцевых анализов, выполненных по отобранным подобным методом пробам торфа.

Новые радиоуглеродные датировки для торфяников Башкирии дали возможность впервые получить материалы о возрасте пограничных горизонтов этого района. Если при ранее проводимых исследованиях для изучения голоцена ставились только чисто стратиграфические задачи, то при экспедиционных работах 1977 г. В. Л. Яхимович и В. И. Маковский проводили более детальное описание торфяников, с определением типов торфа, с выделением горизонтов, обогащенных остатками древесины.

Даже для Русской равнины и северо-запада Европейской части СССР, где изучение торфяников проводится уже много десятилетий, до сих пор нет единого мнения о причинах возникновения пограничных горизонтов и их точном стратиграфическом положении. В. Н. Сукачев [1914] датировал пласт сильно разложившегося торфа с крупными пнями сосен, отделяющий старый сфагновый торф от более молодого, суббореалом.

М. И. Нейштадт [1957] считал, что существует только один пограничный горизонт, и он относится к верхней половине среднего голоцена. Многие исследователи верхний контакт пограничного горизонта принимали за границу суббореала и субатлантика. За последние десятилетия установлено, что пограничные горизонты разных болот и даже разных частей одной торфяной залежи имеют неодинаковый возраст [Нейштадт и др., 1965; Хотинский, 1968], кроме того, на некоторых болотах выделяются не один, а несколько таких горизонтов. Так, на Шуваловском болоте обнаружены три слоя сильно разложившегося торфа, датированные в интервале от конца атлантика до средины суббореала [Хотинский, 1977]. Н. А. Хотинский считает, что пограничный горизонт образовывался на верховых болотах Русской равнины и Урала чаще всего при переходе от атлантического к суббореальному времени и синхронен максимальному развитию широколиственных лесов. Этот автор утверждает, что именно на указанном рубеже при существенном изменении палеогеографических обстановок формировался истинный пограничный горизонт. По мнению Н. А. Хотинского, средний из трех слоев разложившегося торфа и является истинным пограничным горизонтом, а более ранний и более поздний — это тоже следы пересыхания болота, но не столь сильного, как на границе атлантика и суббореала.

На территории Башкирского Предуралья проблема пограничного горизонта еще только начала разрабатываться. Установлены два слоя сильно разложившегося торфа с остатками древесины на Карьятмасском торфянике, причем более древний из них датирован 2650±70 л., т. е. второй половиной суббореала. На Ишкаров-

ском торфянике пограничный горизонт имеет даты в пределах от 2760±60 до 3110±90 л., укладывающиеся в рамки среднего суббореала. На Юкаликульском торфянике для слоя торфа с остатками древесины получена совсем молодая датировка 1460±80 л., приближающаяся к середине субатлантика. Это первые даты для пограничного горизонта, все они очень молодые, а более древние слои сильно разложившегося торфа в пределах Башкирии еще не датированы.

Определение нескольких абсолютных дат для отдельных торфяных залежей Южного Предуралья позволило здесь впервые подсчитать скорости торфонакопления: 9,7 см за 100 лет для нижней части субатлантика и верхней суббореала и 7,2 см за 100 лет для низов суббореала на Карьятмасском торфянике, а также 6,3 см за 100 лет для пограничного горизонта (суббореального) на Ишкаровской торфяной залежи. Эти скорости накопления торфа вполне сопоставимы с имеющимися в литературе. Так, на Шуваловском болоте эти цифры равны 4,2 см за 100 лет (для субатлантика) и 9 см за 100 лет (для предбореальной части торфяника) [Нейштадт и др., 1965].

Однако сравнительно большая скорость торфообразования слоя с остатками древесины на Ишкаровской торфяной залежи (6,3 см за 100 лет) может свидетельствовать о незначительной степени разложения торфа этого слоя. На Шуваловском болоте эта цифра для пограничного горизонта равна 1 см за 100 лет, а на Осечкинском — 2 см [Нейштадт и др., 1965]. В итоге возникает сомнение в правильности отнесения слоя с остатками древесины на Ишкаровском торфянике к истинному пограничному горизонту, особенно в понимании его Н. А. Хотинским. Тем более, что этот горизонт очень молод и по своему возрасту — он датирован второй половиной суббореала.

Все рассмотренные новые радиоуглеродные даты для торфяников Башкирии существенно дополняют количество ранее полученных датировок по ^{14}C. Они имеют и существенное стратиграфическое значение, т. к. в ряде разрезов (Карьятмас, Ишкарово, Абдуллино) подтвердили стратиграфическое расчленение, сделанное ранее или только по спорово-пыльцевым анализам, или с использованием единичных абсолютных датировок. Кроме того, эти вновь полученные определения возраста подтвердили вывод о том, что основные мощности торфа в Южном Предуралье накапливались в суббореальное время.

Публикуемые новые радиоуглеродные датировки по голоценовым торфяникам Башкирии и вытекающие из них теоретические выводы являются только началом детального исследования торфяных залежей этого региона, который в этом отношении изучен гораздо хуже, чем северо-запад СССР и район Русской равнины.

ИТОГИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДУРАЛЬЯ

При изучении позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Предуралья наряду со многими биостратиграфическими, геоморфологическими и другими методами исследований применялся также метод радиоуглеродного датирования. Этот метод, открытый У. Либби в 1946–1949 гг., является одним из широко распространенных в геохронологии, хотя диапазон датирования им практически ограничен 50 тыс. лет.

Под Предуральем принято понимать прилежащую к Уралу часть Восточно-Европейской платформы (к востоку от Волги) от Прикаспийской впадины на юге до Тимано-Уральской на севере включительно. Развитые здесь молодые отложения содержат богатый палеонтологический материал, который может быть использован для радиоуглеродного датирования. Объектами исследования служили, торфы, ископаемая древесина, погребенные почвы, кости крупных млекопитающих и раковины моллюсков, собранные из отложений речных террас, озер, болот и археологических памятников.

Применение радиоуглеродного метода в Предуралье позволило сделать много интересных выводов.

1. Использование радиоуглеродного метода позволило изменить представление о возрасте III (II надпойменной) террасы в бассейне р. Белой, которая рассматривалась как микулинско-калининская, а оказалась молого-шекснинско-осташковской [В. Л. Яхимович, 1971], т. к. из горизонта с пнями у археологического памятника Горнова были получены по древесине ели даты 21280±550 л. (ЛЕ-145) и 29700±1250 л. (Н 1856/1287)*. Более поздние даты, полученные из того же горизонта, подтвердили тот же порядок величин — 22660±125 л. (Баш ГИ-35) и 28800±125 л. (Баш ГИ-36). В последней стратиграфической схеме (Плейстоцен Предуралья, 1987) эти слои названы табулдинскими.

2. Табулдинские слои хорошо датированы и по другим разрезам. У дер. Актанышбаш по древесине получены даты 25798±100 л. (Баш ГИ-34) и 27570±480 л. (Баш ГИ-33) из слоев, содер-

* Гейдельбергская лаборатория, ФРГ.

жащих остатки костей мамонта, быка, кабалоидной лошади. Кроме того, определен возраст Табулдинского мамонта, найденного на руч. Сухой Кундряк у д. Табулда в Стерлибашевском районе БАССР: 31360±250 л. (ЛЕ-2153); 34910±300 л. (ЛЕ-2154) и 34900 л. (ЛУ-1377 А). Эти даты близки к определенным по бивню Бурибайского мамонта, найденного на восточном склоне Южного Урала в Бурибайском карьере — 36000 л. (ЛУ-1380 А).

Близкие радиоуглеродные датировки в прошлые годы получены в бассейне р. Печоры по торфам и древесине, взятым у деревень Гарево, Кипиево, Родионово и в обн. «Вастьянский Конь». В Гаревском торфянике снизу вверх получены три даты: 43800 л. (Баш ГИ-1); 32740±700 л. (Баш ГИ-2), древесина из верхней части торфа — 29700±300 л. (Баш ГИ-3), а корни дерева 25000±280 л. (Баш ГИ-4).

Для торфяника у дер. Кипиево — 28580±500 л (Баш ГИ-16) — по древесине, 24975±165 л. (Баш ГИ-17) — по торфу. Возраст погребенного торфяника, развитого на левом берегу р. Печоры, в 5–6 км ниже дер. Родионово, датирован в 21840±220 л (Баш ГИ-19) и 36630±1280 л. (Баш ГИ-20). Обе песчаные пачки в обнажении «Вастьянский Конь» получили даты: 24790±500 л. (Баш ГИ-8), 26800±370 л. (Баш ГИ-7), 28380±270 л. (Баш ГИ-49), 28675±300 л. (Баш ГИ-9) и 29470±450 л. (Баш ГИ-10). Однако результаты этих радиоуглеродных анализов не достоверны, т. к. образцы из торфяников Нижней Печоры были взяты после Новоземельского взрыва. Возможно, они являются древними.

3. Кудашевские (осташковские) слои, слагающие верхние части III (II надпойменных) террас, имеют достоверные датировки. Они залегают непосредственно над табулдинскими слоями, имеют мощность до 15 м и характеризуют перигляциальные условия последнего оледенения. Эти слои также содержат кости животных мамонтового комплекса. Главной стадии последнего оледенения отвечают даты 18310±300 л. (Баш ГИ-41) и 20000±2600 л. (Баш ГИ-ПМ$_2$), полученные, соответственно, в разрезе на р. Орья у дер. Старое Кудашево к у дер. Старые Тукмаклы.

4. Датированы позднеледниковые отложения по древесине, заключенной в озерных суглинках, выявлен аллерёд в долине р. Орья: 11270±55 л. (Баш ГИ-42) и 11680±90 л. (Баш ГИ-43). По зубам, вынутым из черепа шерстистого носорога, найденного на р. Ашкадар у дер. Златоустовки, получена дата 12330±120 л. (Баш ГИ-107). Это первая находка столь молодого аллерёдного или дриасового носорога.

5. Радиоуглеродные даты, имеющиеся для районов Предуралья, по разрезам речных террас, торфяников, археологических стоянок, изученным спорово-пыльцевым методом, позволили В. К. Немковой выделить в голоцене все подразделения шкалы Блитта-Сернандера.

По **предбореальной фазе** из разреза Холодный Ключ получены даты 9620±50 л. (Баш ГИ-76) и 9650±50 л. (Баш ГИ-77). В это время для большинства районов Башкирского Предуралья отме-

чено увеличение в ландшафтах роли лесных массивов в основном хвойных и березовых пород. И только в самой южной части Предуралья сохранились безлесные пространства.

Для **бореального времени** в районе г. Октябрьский на стоянке Муллино 2 возраст древесины определен (последовательно сверху вниз) в 8320±110 л. (Баш ГИ-58), 8460±130 л. (Баш ГИ-37) и 8500±180 л. (Баш ГИ-59). В Среднем Прикамье по торфянику, развитому у с. Шаркан — 8510±150 л. (Баш ГИ-55) и 8820±250 л. (Баш ГИ-56). На низком левобережье р. Белой, севернее г. Уфы у дер. Ишбулатово (тоже по торфянику) 8570±40 л. (Баш ГИ-31) 8880±60 л. (Баш ГИ-32); на левом берегу р. Евбазы у дер. Абдуллино — 9260±210 л. (Баш ГИ-83). В верховье р. Печоры у д. Дутово получена дата 8730±150 л. (Баш ГИ-13).

Во время бореальной фазы на территории Башкирии доминировали сосново-еловые леса, местами с большей примесью липы. Юг Башкирии покрывали березово-сосновые леса, чередующиеся со степными пространствами.

Осадки **атлантической фазы**, образовавшиеся во время климатического оптимума голоцена, выделены в Предуралье на немногих разрезах. Они определены датами: 7100±150 л. (БашГИ-68) на р. Сюнь между деревнями Старо-Иликово и Килеево; 7050±100 л. (БашГИ-54) у с. Шаркан; 6450±150 л. (Баш ГИ-75), — г. Кушнаренково; 6300±200 л. (Баш ГИ-72) — д. Кояново; 5772±530 л. (БашГИ-30) у д. Ново-Султанбеково; 5050±60 л. (Баш ГИ-29) у д. Утяган.

В атлантическую фазу на территории Башкирии преобладали сосново-еловые леса, а на юге — сосновые с примесью берез, липы и небольшой ролью вязов и дубов. В конце фазы отмечено увеличение безлесных пространств. Доминирования широколиственных лесов во время климатического оптимума голоцена, как это установлено для большей части центральных областей Русской равнины, на территории Башкирского Предуралья не было.

Суббореальная фаза датирована большим количеством радиоуглеродных дат. Отложения, относимые к этой фазе, очень широко распространены. Для них получены даты в интервале от 2405±290 л. (БашГИ-38) до 4560±150 л. (БашГИ-85), показанные на табл. 1. Даты от БашГИ-1 до БашГИ-67 приведены в очерке по Предуралью [Геохронология СССР, 1974].

В начале суббореального времени в большей части районов Башкирии отмечено увеличение в ландшафтах роли ксерофитных степей, сменяющихся сосново-березовыми лесами на севере и березовыми на юге. Очень характерно для суббореала максимальное количество липовых лесов, особенно в северных районах Башкирии. Резкого похолодания климата не установлено.

Субатлантическая фаза датирована гораздо меньшим количеством дат от 900±90 л. (БашГИ-81) до 1920±170 л. (БашГИ-71). В составе лесов отмечается увеличение роли елей; во вторую половину фазы возросла роль листопадных, а в самом конце субатлантики установлено увеличение площадей ксерофитных степей.

Таблица 1

Геохронологическая таблица позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Предуралья

Климато-хронологические подразделения			Радиоуглеродные даты и их местоположение	Проанализированный материал
1			2	3
ГОЛОЦЕН	Поздний	Субатлантическая фаза	**По торфам и древесине**	
			900±90 (БашГИ-81), д. Карьятмас	Торф у пограничного горизонта с древесиной, гл. 0,7–0,8 м
			1389±80 (БашГИ-80), д. Карьятмас	Торф над пограничным горизонтом, гл. 0,25–0,5 м
			1460±80 (БашГИ-86), Юкаликуль 1	Древесина из пограничного горизонта, гл. 0,6–0,7 м
			1920±170 (БашГИ-71), д. Ишкарово	Торф из торфоразработки на р. Сарыяз, гл. 1,1 м
	Средний	Суббореальная фаза	2630± 110 (БашГИ-102), д. Ишкарово	Торф, покрывающий пограничный горизонт, гл. 1,3–1,4 м
			2650±70 (БашГИ-82), д. Карьятмас	Сосна из пограничного горизонта, гл. 1,4–1,6 м
			2720±130 (БашГИ-84), Таллы-Кулево	Придонный слой торфа, гл. 0,5–0,6 м
			2760±60 (БашГИ-103), д. Ишкарово	Торф из средней части пограничного горизонта, гл. 1,5–1,6 м
			3110±90 (БашГИ-104), д. Ишкарово	Древесина из нижней части пограничного горизонта гл. 1,6–1,7 м
			3130±150 (БашГИ-70), д. Ишкарово	Торф из торфоразработки на р. Сарыяз, гл. 2,75 м
			3160±160 (БашГИ-88), Юкаликуль II	Придонный торф, гл. 1,2–1,3 м
			3410±50 (БашГИ-89), Юкаликуль II	Оторфованный карбонатный ил, гл. 1,3–1,5 м
			3470±90 (БашГИ-ЛУ-729), д. Карьятмас	Придонный торф с древесиной, гл. 2,0–2,2 м
			3720±100 (БашГИ-87), Юкаликуль II	Придонный торф с древесиной, гл. 2,2–2,35 м
			3980±180 (БашГИ-69), Килеево-Иликово	
		Атлантическая фаза	4560±150 (БашГИ-85), Бурнак	Придонный торф, гл. 0,65м
			6300±200 (БашГИ-72), Кояново	Торф, гл. 1,5–1,6 м

1			2	3
			6450±150 (БашГИ-75), Кушнаренково 6850±150 (БашГИ-74), Богатырево)	Торф, гл. 0,7–0,9 м Древесина
	Ранний	Бореальная фаза	7100±150 (БашГИ-68), Килеево-Иликово 7110±220 (БашГИ-90), Юкаликуль II 7620±90 (БашГИ-105), Ишкарово	Торф Погребенная почва, гл. 1,5–1,8 м Торф с древесиной, гл. 2,6 м
	Древний	Предбореальная фаза	9260±210 (БашГИ-83), Абдуллино 9620±50 (БашГИ-76), Холодный Ключ, Сюнь I 9650±50 (БашГИ-77), Холодный Ключ, Сюнь I	Придонный торф, гл. 1,6–1,7 м Песок с углем, гл. 1,2–1,6 м Уголь, гл. 1,2–1,6 м
ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН	Осташковское (поздневалдайское) оледенение	Арктическая фаза (верхний дриас)		
		Аллерод, средний дриас, беллинг, нижний дриас		
		Главная стадия позднего вюрма-валдая—осташковского оледенения	17000±100 (БашГИ-78), Холодный Ключ, Сюнь I 17200±170 (БашГИ-79), Холодный Ключ, Сюнь I	Древесина, гл. 4,3–4,6 м Древесина, гл. 4,3–4,6 м (Контр.)

1			2	3
	Молого-шекснинское межледниковье		35650±180 (БашГИ-73), Красный Бор	Древесина из нижней части озерных суглинков
ГОЛОЦЕН	Поздний		**По раковинам моллюсков** 410±60 (БашГИ-89), пос. Курилкино 450±70 (БашГИ-91), Северный берег Каспийского моря 910±60 (БашГИ-90) пос. Пешной 1750±60 (БашГИ-88) пос. Ракуша	 Didacna pyramidata Grimm, D. trigonoides Pall. Didacna pyramidata Grimm, D. trigonoides Pall. Cerastoderma lamarki Reeve, Didacna trigonoides Pall. D. pyramidata Grimm. Didacna praetrigonoides Nal. и Cardium edule.
	Средний	Суббореальная фаза		
		Атлантическая фаза	6200±200 (ЛУ-825), п-ов Челекен	Didacna praetrigonoides Nal. et Anis
	Ранний	Бореальная фаза	8090±600 (ЛУ-846А), г. Чапаев 8850±700 (ЛУ-842), пос. Харькино	Didacna protracta Eichw. Didacna ebersini Fed.
	Древний	Предбореальная фаза	9500±400 (ЛУ-846В), г. Чапаев	Didacna protracta Eichw.
			11490±380 (ЛУ-1432), Северный берег оз. Индер 11700±1500 (ЛУ-844), пос. Кожехаровский	Didacna ebersini Fed. Didacna protracta Eichw., D. subpyramidata Prav.

1			2	3
Поздний плейстоцен	Осташковское (поздневаалдайское) оледенение		11810±450 (ЛУ-828), Красноводский п-ов	Didacna protracta Eichw.
			11830±200 (ЛУ-1433), г. Чапаев	Didacna protracta Eichw.
			11900±400 (ЛУ-843), пос. Мергенево	Didacna protracta Eichw.
			13500±700 (ЛУ-845), пос. Кожехаровский	Didacna protracta Eichw.
			13540±130 (ЛУ-1409), пос. Харькино	Древесина (дерево росло на размытой поверхности позднехазарских отложений).
			13920±740 (ЛУ-826), гора Кызыл-Бурун, п-ов Красноводский	Didacna delenda Bog.
			14400±400 (ЛУ-847А), Северный берег оз. Индер	Didacna protracta Eichw.
			14900±400 (ЛУ-847В), Северный берег оз. Индер	Didacna protracta Eichw.
			16700±550 (ЛУ-828), п-ов Красноводский	Didacna protracta Eichw.
	Молого-шекснинское межледниковье		24200±700 (ЛУ-826), гора Кызыл-Бурун, п-ов Красноводский	Didacna delenda Bog.
	Средний плейстоцен		85000±2800 (ЛУ-830В), п-ов Челекен	Didacna porsugelica Nev.
			100000±3500 (ЛУ-830А), п-ов Челекен	Didacna porsugelica Nev.
			200000± (ЛУ-831А и ЛУ-831В)	Didacna pravoslavlevi Fed.
Поздний плейстоцен	Осташковское (поздневаалдайское) оледенение, позднеледниковье	Аллерод, средний дриас, беллинг, нижний дриас	**По костям крупных млекопитающих**	
			12330±120 (ЛУ-1668), Златоустовка	Зубы шерстистого носорога

1	2	3
Молого-шекснинское межледниковье	31360±250 (ЛЕ-2153), Табулда	Трубчатые кости мамонта
	34910±300 (ЛЕ-2154), Табулда	Трубчатые кости мамонта
	34900 (ЛУ-1377А,) Табулда	
	36000 (ЛУ-1383А), Бурибай	Бивень мамонта

Резкого изменения состава растительности по сравнению с суббореалом не произошло. Климат стал более теплым, а в конце фазы — более сухим.

Таким образом, на основе полученных дат по ^{14}C и спорово-пыльцевых анализов В. К. Немковой [1978] были выделены в голоцене 5 фаз: предбореальная, бореальная, атлантическая, суббореальная и субатлантическая и установлены характерные черты и особенности изменения растительности в различных зонах Предуралья. Однако границы этих фаз точно не датированы.

Закономерности, полученные при изучении торфяников, подтвердились и при изучении разрезов террас, а также археологических памятников.

6. Изучение разрезов археологических памятников позволило в Предуралье определить продолжительность археологических эпох в геологическом и «абсолютном» времени: мезолитические культуры развивались в Предуралье от раннего – среднего дриаса до середины второй половины бореала; неолитические и энеолитические культуры существовали с середины бореала до второй половины суббореала; эпоха бронзы приходится на большую часть суббореала, а начало эпохи железа датируется концом суббореальной фазы.

7. По радиоуглероду впервые получены сведения о возрасте пограничного горизонта торфяников Башкирии, а также о времени начала торфообразования.

На Карьятмасском торфянике выделено два пограничных горизонта с «абсолютной» датой для более древнего 2650±70 л. (БашГИ-82), придонный торф датирован в 3470±90 л. (ЛУ-729). Для Ишкаровского торфяника получены датировки 2760±60 л. (БашГИ-103) и 3110±90 л. (БашГИ-104), а возраст придонного торфа — 7620±90 л. (БашГИ-105). Для Юкаликульского торфяника слой с обилием древесных остатков оказался еще более молодым — 1460±80 л. (БашГИ-86).

8. Впервые для Предуралья, используя даты по ^{14}C, В. К. Немковой подсчитаны скорости торфонакопления: 9,7 см за 100 лет для нижней части субатлантика и верхнего суббореала и 7,2 см за

100 лет для нижней части суббореала на Карьятмасской торфяной залежи.

9. Обоснован вывод о том, что наиболее благоприятные условия для торфонакопления в Южном Предуралье существовали на протяжении суббореала.

10. В долине р. Урал (Северный Прикаспий) собраны раковины моллюсков у населенных пунктов Кожехаровский, Чапаев, Мергенево, Индер, Харькино, Курилкино, Ракуша, где выделены бакинские, хазарские, хвалынские и новокаспийские слои [Плейстоцен нижнего течения р. Урал, 1986]. Для датирования ураново-ониевым методом использованы также раковины, собранные Л. А. Невесской на полуостровах Красноводский и Челекен (Палеонтологический институт АН СССР).

Образцы проанализированы ураново-ониевым методом в лаборатории геохронологии НИИ географии при ЛГУ под руководством Х. А. Арсланова.

Для хазарских отложений с полуострова Челекен получены даты: 1) по раковинам Didacna pravoslavlevi Fed. > 200000 л. (ЛУ-831 А и ЛУ-831 В, одинаковые для внутренней и внешней фракции); 2) по раковинам Didacna porsugelica Nev. — 100000 ± ±3500 л. (ЛУ-830) — внешняя фракция, 85000±2800 л. (ЛУ-830 В) — внутренняя. Очевидно, первые даты показали нижнехазарский возраст, а вторые — верхнехазарский (микулинский).

Для хвалынских отложений с полуострова Челекен и Красноводский получены следующие даты: по раковинам Didacna delenda Bog. с Красноводского полуострова, гора Кызыл Бурун — 24200±700 л. (ЛУ-8261), а по раковинам Didacna protracta Eichw — 16700±550 л. (ЛУ-828). Это нижнехвалынские отложения. Из тех же образцов радиоуглеродные даты оказались заниженными: 13920±740 л. (ЛУ-826) и 11810±450 л. (ЛУ-828).

Для хвалынских же отложений западного берега полуострова Челекен по Didacna praetrigonoides Nal. et Anis. ураново-ониевый, метод показал явно омоложенную дату — 6200±200 л. (ЛУ-825). Она, вероятно, отвечает позднехвалынскому времени.

Образцы из хвалынских отложений нижнего течения р. Урал дали также омоложенные результаты. Это, скорее всего, связано с внедрением в раковины молодого карбоната при выветривании. Так, для раннехвалынской террасы ураново-ониевым методом получены даты:

1) по раковинам Didacna protracta Eichw., D. subpyramidata Prav. у пос Кожехаровского 11700±1500 л. (ЛУ-844) и по раковинам Didacna protracta Eichw. — 13500±700 л. (ЛУ-845);

2) у г. Чапаева по раковинам Didacna protracta Eichw. — 8090±600 л. (ЛУ-846 А) и 9500±400 л. (ЛУ-846 В), а также 11830±200 л. (ЛУ-1433) — по радиоуглероду;

3) у пос. Мергенево по раковинам Didacna protracta Eichw. — 11900±400 л. (ЛУ-843);

4) на северном берегу оз. Индер по раковинам Didacna protracta Eichw. — 14400±400 л. (ЛУ-847 А) и 14900±400 л. (ЛУ-847 В) —

по внешним и внутренним фракциям, а также по раковинам Didacna ebersini Fed. — 11490±380 л. (ЛУ-1432) по радиоуглероду.

В разрезе у пос. Харькино по раковинам Didacna ebersini Fed. получена дата в 8850±700 л. (ЛУ-842), а по древесине радиоуглеродным методом возраст оказался в 13540±130 л. (ЛУ-1409).

По раковинам Didacna praetrigonoides Nal. и Cardium edule L. у пос. Ракуша определен радиоуглеродным методом возраст в 1770±60 л. (БашГИ-88); у пос. Курилкино по раковинам Didacna pyramidata Grimm, D. trigonoides Pall. получена дата 410±60 л. (БашГИ-89); у пос. Пешного по раковинам Cerastoderma lamarki Reeve, Didacna trigonoides Pall. и D. pyramidata Grimm, радиоуглеродная дата 910±60 л. (БашГИ-90); на северном берегу Каспийского моря по раковинам Didacna pyramidata Grimm и D. trigonoides Pall. возраст оказался в 450±70 л. (БашГИ-91).

Приведенные даты позволили сделать ряд выводов.

1. Подтверждено наличие значительного перерыва между нижнехазарскими и верхнехазарскими отложениями. При этом нижнехазарские отвечают началу среднего плейстоцена, а верхнехазарские — началу позднего плейстоцена (равны микулинскому горизонту).

2. Возраст нижнехвалынских отложений соответствует табулдинскому (молого-шекснинскому) горизонту.

3. Позднехвалынские отложения датируются позднеледниковьем.

4. В связи с датировками наметились интересные моменты в истории развития растительного покрова.

ОСТРАКОДЫ ПЛИОЦЕНА ПРЕДУРАЛЬЯ

Плиоценовые отложения в Предуралье широко распространены и представлены разновозрастными и разнофациальными образованиями, содержащими своеобразную фауну остракод.

Наиболее древние из плиоценовых отложений — понтические развиты на отдельных участках юго-западного Прикаспия, в Манычском прогибе и Южных Ергенях. По данным С. Н. Коптеловой [1956], они содержат многочисленные понтические солоноватоводные Pontoniella loczyi (Zal.), P. accminata (Zal.), Caspiocypris candida (Liv.), Cypria arma Schn. и др. и относятся к новороссийскому подъярусу.

В Нижнем Поволжье и Куйбышевском Заволжье широко распространены пресноводные отложения, известные в литературе как кинельские. В настоящее время в Казанском Прикамье [Горецкий, 1964] и в Предуралье [Яхимович и др., 1965] они детально расчленены.

Нижние горизонты кинельской свиты Башкирского Предуралья почти не содержат остракод. Во II чебеньковском горизонте, относимом к низам киммерия, выявлен бедный пресноводный комплекс с Cytherissa uralica M. Popova.

Средне-верхнекиммерийский комплекс III чебеньковского горизонта представлен 22 видами и 1 подвидом в основном пресноводных остракод. Характерными для него являются Eucypris convexa Kas., Cytherissa lacustriformis M. Popova, Cyprinotus triangularis Kas., Candona compressaformis Mandel., C. agalarovae M. Popova, C. tschebenkensis M. Popova, C. isaevensis M. Popova. Из них два первых типичны для верхних частей красноцветной свиты Туркмении и продуктивной толщи Азербайджана.

В бассейне р. Камы К. Н. Негадаев-Никонов [1961] устанавливает доакчагыльский возраст челнинского горизонта и сопоставляет его с верхними частями продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной свиты Туркмении. Из этих отложений им указывается пресноводный комплекс остракод с Cytherissa (бугристые личинки ее были отнесены К. Н. к C. bogatschovi), Cypria candonaeformis (Schw.), Prolimnocythere tuberculata (Neg.) и кандонами, сходный с обнаруженными в III чебеньковском горизонте Башкирского Предуралья.

В 1966 г. в Саратовском и Волгоградском Заволжье были выделены доакчагыльские пресноводные отложения, представленные

песками, гравием, галечниками, пестроцветными суглинками и глинами. Н. Я. Жидовиным, В. И. Курлаевым и Н. Д. Коваленко [1966] они названы кушумской свитой. В глинах обнаружена своеобразная фауна остракод «кинельского» типа с Cytherissa uralica M. Popova (=C. jushatyrensis Karm.), Heterocypris incongruens (Ram.), Denticulocythere quadrata (Mand.) и др. Учитывая залегание кушумской свиты во врезах под нижним морским акчагылом, она рассматривается как средний и, возможно, нижний плиоцен.

Акчагыльская фауна остракод в Башкирском Предуралье впервые появилась в карламанское время. Раннеакчагыльский этап ее развития соответствует времени образования карламанского и кумурлинского горизонтов кинельской свиты. Для карламанского времени характерно присутствие солоноватоводных и морских представителей Leptocythere и Loxoconcha. Количество пресноводных видов здесь, по сравнению с доакчагыльскими горизонтами, значительно уменьшается что объясняется осолонением водоемов. Из карламанского горизонта известно также большое количество акчагыльских видов из родов Denticulocythere и Candona, не встреченных в нижележащих горизонтах. В это время в Предуралье появляются Cytherissa lacustriformis M. Popova, сменяющая C. uralica M. Popova, что, по-видимому, объясняется значительным увеличением солености лиманов и приспособлением Cytherissa к новым условиям существования.

Комплекс остракод, приуроченный к кумурлинскому горизонту, характеризуется отсутствием Loxoconcha и Leptocythere и присутствием, иногда в значительном количестве представителей Cypria. Последнее обстоятельство и общий исключительно пресноводный облик фауны сближает его с доакчагыльским комплексом и позволяет отнести к фазе регрессии во второй половине раннего акчагыла.

Работы по детализации стратиграфических схем в южных глубоководных частях региона (Прикаспийская впадина) с целью установления фаз опреснения, соответствующих регрессивным стадиям в периферических частях бассейна, в последние годы были предприняты Н. Я. Жидовиновым, Г. И. Кармишиной и др. [Антропоген…, 1984].

Нижний акчагыл они подразделили на палласовские и ерусланские слои. Палласовские слои мощностью 20–44 м представлены серыми и темно-серыми ленточными глинами с тонкостенными клессиниолами и пресноводными остракодами: Cypria kurlaevi Mand. Denticulocythere quadrata (Mand.) и др.

Ерусланские слои мощностью 15–70 м сложены зеленовато-серыми и коричневато-бурыми глинами с прослоями алевритов с типичными акчагыльскими Candona convexa Liv., Prolimnocythere tenuireticulata Suz. и др.

В вышележащих урдинских слоях прослеживается четырехкратная смена комплексов остракод. Нижний из них с прибрежно-мелководными Candon convexa Liv., Denticulocythere alveo-

lata (Suz.) мы сопоставляем так же, как и палласовские и еруслан-ские слои с карламанским горизонтом. Второй комплекс эвригалинных и пресноводных остракод — Cyprideis, Cypria связан, по-видимому, с регрессией. В Южном Предуралье этим отложениям отвечает кумурлинский горизонт нижнего акчагыла.

В Прикамье аналогом нижнеакчагыльских отложений является сокольский горизонт. Появление в этих отложениях солоноватоводных нижнеакчагыльских остракод из родов Caspiocypris и Loxoconcha [Негадаев-Никонов, 1955 ф; Степанов, 1966, 1971] и гастропод позволяют считать их образовавшимися во время первой фазы акчагыльской трансгрессии.

В Удмуртском Прикамье для сокольского горизонта Е. В. Постниковой (Плиоцен и плейстоцен…, 1981) также отмечены характерные для нижнего акчагыла (карламанского горизонта) Denticulocythere ex gr. vara Liep. и солоноватоводные Leptocythere.

В районах Общего Сырта, Саратовского, Куйбышевского Заволжья и Закамья и долины р. Камы, Л. И. Степановым [1965] также в нижнеакчагыльских отложениях обнаружены своеобразные лептоцетеры (L. nicolaevi Step., L. nalivkini Step.), локсоконхи (Loxoconcha eichwaldi Liv., L. sernovodica Step., L. petasa Liv), близкие как к нижнеакчагыльским южных районов, так и к карламанским Южного Предуралья, а также акчагыльские Candona combibo Liv. и цитериссы, относящиеся, как теперь установлено, к C. lacustriformis.

Среднеакчагыльский этап в Предуралье отвечает времени формирования зилим-васильевского и аккулаевского горизонтов. В нижней части зилим-васильевского горизонта характерно повторное появление пока еще немногочисленных солоноватоводных и морских Leptocythere и Loxoconcha и присутствие, иногда в значительном количестве, Paracyprideis naphtatscholana (Liv.). В верхней части зилим-васильевского горизонта на границе с аккулаевским наблюдается появление типичных обитателей морских и солоноватоводных бассейнов — фораминифер, а их остракод Mediocytherideis и Cytherissa. Пышный количественный расцвет здесь получают Leptocythere и Loxoconcha. Представители Cytherissa тоже достигают здесь расцвета, сопровождающегося увеличением размеров раковин и появлением нового вида (C. torulosa). Такие изменения в составе фауны зилим-васильевского горизонта указывают на нарастание в это время ингресСии акчагыльских вод главной фазы. Возраст зилим-васильевского горизонта определяется как среднеакчагыльский, что подтверждается и по фауне моллюсков.

Фауна остракод из аккулаевского горизонта, отвечающего максимуму акчагыльской ингрессии, близка по составу к зилим-васильевскому комплексу. Для нижнего подгоризонта характерен наивысший в акчагыле расцвет морских и солоноватоводных Leptocythere gubkini (Liv.), L. aktschagilica (Liv.), Loxoconcha laevatula (Liv.), Caspiollina uschakensis Mand., Mediocytherideis

apatoica (Schw.), Candona combibo (Liv.) и др., эвригалинных Cyprideis littoralis (Br.).

В верхнем подгоризонте превалируют пресноводные представители Ilyocypris, Cyclocypris, Cypria, Eucypris, характерные для неглубоких водоемов и присутствующие в нижнем подгоризонте в единичных экземплярах.

Возраст аккулаевского горизонта по находкам в нем типичной морской среднеакчагыльской фауны остракод, моллюсков и остатков мелких млекопитающих, стратиграфическому его положению (выше зилим-васильевского горизонта) и отмеченному расцвету, а затем постепенному обмелению водоема устанавливается как отвечающий максимуму и второй половине (концу) среднего акчагыла.

Анализируя фауну остракод из урдинских слоев Прикаспия приходим к заключению, что средняя часть их с солоноватоводными и эвригалинными остракодами, фораминиферами и единичными мактрами соответствует началу среднеакчагыльской трансгрессии. Это отложения типа зилим-васильевских в Башкирском Предуралье. И, наконец, верхняя часть урдинских слоев с лептоцитерами и локсоконхами, многочисленными церастодермами и авимактрами отвечает максимуму среднеакчагыльской ингрессии (аккулаевскому горизонту в Башкирском Предуралье). Регрессивной фазе среднего акчагыла в Прикаспии отвечают узенские слои с единичными морскими и эвригалинными Cyprideis torosa (Jones), Paracyprideis ex gr. astrachanensis Karm.

В Удмуртском Прикамье времени образования зилим-васильевского горизонта отвечает чистопольский, содержащий среднеакчагыльскую фауну остракод с солоноватоводными Prolimnocythere tenuireticulata (Suz.), P. seducta Mand. (близкую к P. chabarowskyensis M. Popova), Denticulocythere ex gr. flexa (Neg.), Limnocythere negadaevi M. Popova, илиоциприсами — I. nudula Mand., близкими к обнаруженным в среднем акчагыле Башкирского Предуралья. Комплексы остракод среднеакчагыльских отложений, отвечающих максимуму трансгрессии, здесь пока не выделены.

Распределение остракод в морских среднеакчагыльских отложениях Заволжья и Прикамья и пространственное изменение комплексов с юга на север было выявлено Л. А. Степановым [1962]. В среднем течении р. Большой Узень. им обнаружен богатый комплекс, в состав которого входят многочисленные Leptocythere, ряд видов рода Caspiocypris, а также широко распространенные в акчагыльских отложениях Candona convexa Liv., Paracyprideis naphtatscholana (Liv.), Prolimnocythere tenuireticulata Suz. и др. К северу от этого района наблюдается обеднение ракушковых ракообразных, исчезновение рода Caspiocypris, сокращение представителей Leptocythere. Наряду с эвригалинными Paracyprideis naphtatscholana (Liv.) и Cyprideis littoralis (Br.), здесь определены Candona combibo (Liv.), Loxoconcha laevatula Liv. и др., отсутствующие в бассейне р. Большой Узень. Еще севернее, в бассейне р. Большая Кинель, наблюдается дальнейшее усиление роли

пресноводных элементов. Здесь встречены Ilyocypris bradyi Sars, Cypria candonaeformis (Schw.), Darwinula stevensoni (Br. et Rob.) и ряд других. Такое распределение фауны остракод Л. А. Степанов связывает с понижением солености в краевых частях акчагыльского бассейна.

Верхнеакчагыльский этап — воеводский горизонт в Башкирском Предуралье охарактеризован пресноводными, эвригалинными и солоноватоводными акчагыльскими видами. Они найдены только в среднем подгоризонте совместно с типичными акчагыльскими моллюсками и фораминиферами, для которого характерно нахождение разнообразных Denticulocythere, Loxoconcha и Cytherissa. Вверх по разрезу прослежено изменение состава остракод, заключающееся в постепенном исчезновении и уменьшении количества солоноватоводных и эвригалинных видов и увеличение роли пресноводных элементов, являющееся несомненным свидетельством постепенного опреснения воеводского лимана в конце акчагыла.

В Среднем Поволжье этим отложениям, вероятно, соответствуют черные бентонитовые и бентонитоподобные глины, залегающие выше морских среднеакчагыльских отложений. В районе д. Парфеновки Куйбышевской области в них найдены Leptocythere gubkini Liv., Prolimnocythere tenuireticulata Suz. (Л. И. Степанов, 1976).

В районе Домашкинских Вершин верхнеакчагыльские отложения (домашкинские? слои) содержат комплекс остракод с Prolimnocythere pliocenica (Suz.), Denticulocythere producta (Jask. et Kaz.), Leptocythere propinqua (Liv.), Loxoconcha kalyckyi Lüb. и др., распространенных в Каспийской области, главным образом, в верхнеакчагыльских и апшеронских отложениях. В других местах Среднего Поволжья верхнеакчагыльские отложения характеризуются обедненными комплексами преимущественно эвригалинных остракод — Paracyprideis astrachanensis Karm., Leptocythere picturata (Liv.) и др. В Нижнем Поволжье и на Волго-Уральском междуречье им соответствуют аралсорские слои со сходной фауной эвригалинных остракод.

В апшеронское время в Предуралье стали отчетливо фиксироваться эпохи потепления, сменяющиеся похолоданием. Так, в начале раннего апшерона (нижнедемский горизонт) на территории Башкирского Предуралья развивались комплексы остракод с Candona rostrata Br. et Norm., Cypris pubera (O. Müll.), характерные для мелких водоемов и стариц; для более глубоких озер были характерны плиоценовые Cypria pseudoarma M. Popova и теплолюбивые Ilyocypris monstrifica (Norm). В верхнедемское время стало значительно холоднее. В перигляциальных суглинках этого времени (д. Аккулаево) встречены в значительном количестве раковины Candona aff. candida (O. Müll.). Эти формы очень близки и, возможно, тождественны C. candida var humilis, которая по З. С. Бронштейну [1947] характерна для арктических водоемов Скандинавского полуострова и Новой Земли. В аналогичных перигляциальных суглинках, в разрезе у с. Симбугино также обна-

ружены массовые (более 1000 экз.) холоднолюбивые Eucypris ex gr. horridus (Sars), E. famosa Schn., Denticulocythere producta (Jask. et Kaz.), подтверждающие существование в верхнедемское время холодного климата. Сведения об остракодах пресноводного нижнего апшерона в других районах Предуралья в опубликованной литературе малочисленны и отрывочны.

Среднеапшеронские комплексы из давлекановского горизонта Предуралья почти не изучены. Остракоды найдены только в нижней аллювиальной его части и представлены лишь широко распространенными в плиоцене и плейстоцене видами из родов Cyclocypris, Cypria, Cyprideis и др.

На юге района среднего течения р. Урал в Прикаспийской низменности в самой верхней части среднеапшеронских отложений среди солоноватоводных и морских видов отмечены холоднолюбивые Candona и Denticulocythere [Попова-Львова, 1986].

Верхнеапшеронские (кармасанские) комплексы немногочисленны. В Оренбуржье — это Denticulocythere scharapovae (Schw.), Ilyocypris praebella Karm. и др., очевидно, они происходят из верхней «перигляциальной» части отложений [Плейстоцен Предуралья, 1987]. В восточной части Прикаспийской низменности, в бассейне р. Урал в конце позднего апшерона отмечены холоднолюбивые Cytherissa и Candona.

ОСТРАКОДЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДУРАЛЬЯ

Остракоды из плейстоценовых отложений Предуралья должны, казалось бы, мало измениться в течение плейстоцена в связи с малой его продолжительностью. Однако резкие климатические колебания, обусловившие смену ледниковых и межледниковых эпох, оказали значительное влияние на фауну остракод, населявшую пресные водоемы Предуралья. Начало формирования плейстоценовых биоценозов было заложено еще в апшеронское время, когда на территории Предуралья стали закладываться собственно плейстоценовые комплексы остракод. В это же время стали отчетливо фиксироваться эпохи похолодания, сменяющиеся потеплением. Так, в начале **раннего апшерона (нижнедемский горизонт)** на территории Башкирского Предуралья развивались комплексы остракод с Candona rostrata Br. et Norm., Cypris pubera (O. Müll.), характерные для мелких водоемов и стариц; для более глубоких озер были характерны плиоценовые Cypria pseudoarma M. Popova и теплолюбивые Ilyocypris monstrifica (Norm.). В верхнедемское время стало значительно холоднее. В перигляциальных суглинках этого времени (д. Аккулаево) встречены в значительном количестве раковины Candona aff. candida (O. Müll.) Эти формы очень близки и, возможно, тождественны C. candida var. humilis, которая, по З. С. Бронштейну (1947), характерна для арктических водоемов Скандинавского полуострова и Новой Земли. В аналогичных перигляциальных суглинках в разрезе у с. Симбугино также обнаружены массовые (более 1000 экз.) холоднолюбивые Eucypris ex gr. horridus (Sars), E. famosa Schn., Denticulocythere producta (Jask. et Kaz.), подтверждающие существование в верхнедемское время холодного климата.

Среднеапшеронские комплексы из давлекановского горизонта Предуралья почти не изучены. Остракоды найдены только в нижней аллювиальной его части и представлены лишь широко распространенными в плиоцене и плейстоцене видами из родов Cyclocypris, Cypria, Cyprideis и др.

На юге Предуралья (район среднего теч. р. Урал, в Прикаспийской низменности) в самой верхней части среднеапшеронских отложений среди солоноватоводных и морских видов отмечены холоднолюбивые Candona и Denticulocythere [Попова-Львова, 1986].

Верхнеапшеронские (кармасанские) комплексы немногочисленны.

В Оренбуржье — это Denticulocythere scharapovae (Schw.), Ilyocypris praebella Karm. и др., очевидно, из верхней «перигляциальной части отложений [Плейстоцен Предуралья, 1987], в восточной части Прикаспийской низменности, в бассейне р. Урал — холоднолюбивые Cytherissa и Candona.

Плейстоценовые комплексы Предуралья различаются по появлению новых видов и подвидов, их количественными соотношениями, а также по исчезновению большинства плиоценовых видов, доживающих свой век в апшеронское время. К ним относятся: Cypria candonaeformis (Schw.), C. pseudoarma M. Popova, Denticulocythere producta (Jask. et Kaz.) и некоторые другие.

В наиболее древних горизонтах нижнего плейстоцена — октябрьском и минзитяровском остракоды пока не найдены. В более молодом чуй-атасевском надгоризонте по остракодам выделяются две теплые межледниковые нижне- и верхнечуй-атасевские и одна ледниковая среднечуй-атасевская фазы.

Нижнечуй-атасевский комплекс представлен наряду с широко распространенными в плиоцене — Ilyocypris bradyi Sars, Candona neglecta Sars, Ilyocypris bella Scharap., Cypria curvifurcata Klie, единичными Eucypris dulcifons Dieb. et Pietr. и др., не встреченными в нижележащих горизонтах. Характерным для этой фауны является наличие в ее составе плейстоценовых Ilyocypris bella, Eucypris dulcifons и живущих с плиоцена до ныне Candona rostrata и Cypria curvifurcata. Первый вид появился в Каспийской области в бакинское время, второй — известен из плейстоцена Европы. Предковой формой C. curvifurcata является C. candonaeformis, широко распространенная в плиоцене Предуралья.

Очень характерный комплекс холоднолюбивых остракод описан из среднечуй-атасевского горизонта. Он выделен из желтовато- и серовато-коричневых суглинков и глин, вскрытых на левом берегу р. Белой, в устье р. Базы у д. Марьино [Плейстоцен Предуралья, 1987]. В его составе, кроме видов, присутствующих в нижнечуй-атасевском комплексе, определены: Ilyocypris cf. decipiens Masi, Cyclocypris laevis (O. Müll.), C. ovum (Jurine), C. triangula Neg., Candona neglecta Sars (29), C. fabaeformis (Fisch.), Cytherissa lacustris Sars, Limnocythere usenensis Karm., Denticulocythere cf. scharapovae (Schw.), D. caspiensis Neg. и др.

Обращает на себя внимание присутствие здесь массовых стенотермично-холоднолюбивых Candona neglecta, а также обилие Ilyocypris bradyi и Denticulocythere cf. scharapovae. Современные представители I. bradyi, являясь кренофилами, приспособлены к жизни в холодных водоемах, главным образом в ключах, а также озерах и поймах, питаемых родниками [К. Н. Негадаев-Никонов, 1974]. Предковой формой чуй-атасевских дентикулоцитер является D. scharapovae, известная из плиоценовых солоноватоводных и пресноводных водоемов Понто-Каспийской области и Западной Сибири. В плейстоцене происходит дальнейшее развитие этого вида. Появившиеся в среднечуй-атасевское время промежуточные формы, отнесенные нами к D. cf. scharapovae, несомненно, являются

переходными к очень характерным средне-верхнеплейстоценовым D. dorsotuberculata.

В верхней части среднечуй-атасевского горизонта, представленного коричневыми перигляциальными суглинками, встречена аналогичная вышеописанной, но более бедная фауна остракод [Плейстоцен Предуралья, 1987] с Eucypris dulcifons.

Таким образом, анализ фауны остракод среднечуй-атасевского горизонта позволяет считать его сформировавшимся в нижнеплейстоценовое время в условиях холодного климата.

Верхнечуй-атасевский комплекс остракод обнаружен в желтовато-коричневых алевритах, вскрытых в разрезе I (см. Плейстоцен Предуралья, рис. 2) и представлен кроме общих для всех горизонтов чуй-атасевского надгоризонта илиоциприсов, еще и Ilyocypris biplicata (Koch), I. aff. getica Masi, Cyclocypris triangula Neg., Cypria tambovensis Mandel., Dolerocypris fasciata (O. Müll.) и др.

Характерной особенностью этой фауны является наличие в ее составе стенотермично-теплолюбивых Dolerocypris fasciata, что, несомненно, свидетельствует об образовании верхнечуй-атасевского горизонта в условиях довольно теплого климата.

В других районах Башкирии раннеплейстоценовые комплексы изучены менее детально. Так, по разрезу скважины 1 у д. Султанаево [Фауна и флора плиоцена и плейстоцена, 1983] в нижней аллювиальной пачке определены лишь единичные Potamocypris sp. и Cyprideis littoralis (Br.).

Из вышележащих аллювиальных песков и озерных суглинков чуй-атасевского надгоризонта среди типичных пресноводных широко распространенных видов, встречающихся во всех горизонтах Башкирского Предуралья, определены единичные Eucypris pigra (Fisch.), Candona candida (O. Müll.) и Cyclocypris serena (Koch). Современные представители первого вида встречаются главным образом в небольших водоемах-родниках, ручьях, реках с низкой температурой воды, не превышающей 15–16°. В Альпах они обнаружены на высоте до 2000 м. Candona candida в настоящее время обитает в различных водоемах как умеренной зоны, так и Арктики, Шпицбергена и Новой Земли. Однако ускоренное развитие этого вида наблюдается в арктических водоемах, а также в водоемах умеренной зоны, питаемых родниками. Современные представители Cyclocypris serena (Koch) известны в водоемах, расположенных между реками Онегой и Свирью, на севере Западной Европы и Швейцарии [Бронштейн, 1947].

Фауна остракод вышележащего **окского** (**чусовского** по Предуральской схеме) ледниковья в этом разрезе представлена богатыми комплексами, в которых наряду с общими для нижнего плейстоцена видами Candona candida (O. Müll.), Cytherissa lacustris Sars, Denticulocythere cf. scharapovae (Schw.) и др., характерно присутствие массы стенотермично-холоднолюбивых Cyclocypris serena (Koch), Candona rectangulata (Alm) и C. neglecta Sars. Среди них Candona rectangulata является арктическим видом, известным из бассейна рек Печоры, Оби, Енисея, а также островов —

Новой Земли. Земли Франца-Иосифа, Шпицбергена и Гренландии. В ископаемом состоянии этот вид описан Т. А. Казьминой [1975] из кочковской свиты раннего плейстоцена юго-западной части Приобского плато.

С среднем плейстоцене Предуралья выделено четыре комплекса остракод — лихвинский (бельский), днепровский (ларевский), одинцовский (горновский) и московский (еловский); в днепровское и московское время четко фиксируется похолодание.

Лихвинский (бельский) комплекс остракод наиболее полно представлен по разрезу у д. Горнова. Для него характерно первое появление в Предуралье среднеплейстоценовых Limnocythere postconcava Neg., L. manjtschensis Neg., Denticulocythere dorsotuberculata (Neg.), присутствующих в значительных количествах, а также своеобразных Ilyocypris lichwinensis M. Popova.

В мелких озерах и старицах этого времени часто жили Sclerocypris? clavata (Baird) и Physocypria fadeevi Dub., в более глубоких — Candona levanderi Hirschm. Для верхней части лихвинских отложений характерно значительное количество холоднолюбивых Candona candida; C. neglecta, C. rawsoni, Eucypris cf. horridus и кренофильных Ilocypris bradyi Sars, что свидетельствует об образовании их в условиях довольно холодного климата. В нижней части холодолюбивые элементы отсутствуют. Аналогичная закономерность распределения остракорд, т. е. наличие холоднолюбивых элементов только в верхней части лихвинского горизонта на границе с днепровским ледниковьем наблюдалась также в Султанаевском разрезе [Фауна и флора…, 1983] и других местах.

В результате изучения остракод Горновских разрезов впервые по Башкирскому Предуралью удалось выделить довольно полные и многочисленные комплексы остракод **днепровского** ледниковья. До этого имелись лишь единичные находки. Здесь в желтовато-коричневых алевритах и песках найдены Ilyocypris inermis., Kauf. Cyclocypris serena, (Koch), Candona fabaeformis (Fisch.), Eucypris pigra (Fisch.) (много), Limnocythere falcata Dieb., не обнаруженные в нижележащих отложениях Горновского разреза. Знаменательно увеличение количества экземпляров Candona candida (O. Müll.), C. neglecta Sars и C. rawsoni в сравнении с лихвинскими. Они вместе с E. pigra, кренофильными Potamocypris и Ilyocypris bradyi Sars являются самыми многочисленными в днепровском комплексе.

По Alm'y [см. кн. З. С. Бронштейна, 1947] повышение температуры выше 10–11°С замедляет развитие C. candida в личиночной стадии. Напротив, ускоренное развитие этого вида происходит даже в водоемах умеренной зоны, питаемых ключевыми водами. Рецентные C. rawsoni встречаются во временных водоемах и озерах Северной Америки, Канады, Аляски и Восточной Сибири [E. Pietrzeniuk, 1977]. Они описаны Э. Пиченюк из термокарстовых озер Якутии, полностью промерзающих зимой и сильно прогреваемых летом. В ее работе приводятся интересные данные Делорме и Дональда (1969) о перезимовывают этого вида в замерзшем

состоянии, а также личные наблюдения над замерзшими личинками, ожившими под влиянием тепла и влажности.

Интересен факт нахождения и днепровских (ларевских) отложениях холоднолюбивых Cyclocypris serena, C. ovum и Eucypris pigra. Современные формы первых двух видов обнаружены в озерах басейнов рек Онеги и Свири, а также севера З. Европы и Швейцарии (в Альпах на высоте до 2000 м). Оптимальными условиями существования E. pigra являются ключи с температурой воды, не превышающей 15–16°С [З. С. Бронштейн, 1947]. Близкие, по более бедные комплексы остракод описаны и по Чуй-Атасевскому разрезу [Попова-Львова, 1988].

Одинцовский (горновский) характерный комплекс остракод обнаружен в Предуралье в озерных и аллювиальных отложениях во многих местах (деревни Чуй-Атасево, Горнова, с. Шемяк и многие другие). В комплексе установлено большое количество кандон, некоторые из них, такие, как Candona pedata Alm., C, protzi Hartw., характерны главным образом для арктических водоемов. Здесь же обнаружена Limnocythere postconcava Neg., типичная для верхнехазарских отложений. На Южном Урале и в Зауралье этот вид встречен в большом количестве в образованиях второй половины среднего плейстоцена и в небольшом количестве экземпляров в верхнем плейстоцене. Полный список остракод этого горизонта показан на табл. 2.

Московское (еловское) ледниковье довольно хорошо охарактеризовано по Султанаевским разрезам. Для этой фауны характерно наличие многочисленных стенотермично-холоднолюбивых видов — Candona Candida (O. Müll.), C. neglecta Sars, C. balatbnica Daday, C. rawsoni Tres., а также большое количество Eucypris pigra (Fisch.).

Комплексы остракод начала позднего плейстоцена, т. е. микулинские почти не изучены, т. к. в это время на большей части территории Предуралья происходил размыв и перерыв в осадконакоплении.

Известные из микулинских отложений Оренбургского Предуралья комплексы остракод малочисленны и относятся скорее всего к верхней части отложений [Плейстоцен Предуралья, 1987]. В составе комплекса определены: Candona rawsoni Tres., C. rostrata Br. et Norm., Eucypris dulcifons Dieb. et Pietr., Cypridopsis absoloni Dieb., Limnocythere falcata Dieb., предпочитающие мелкие временные холодные водоемы.

Остракоды **ранневалдайского, калининского (сайгатского)** горизонта в Предуралье немногочисленны. Наиболее представительный комплекс этого времени известен из слоистых глин и алевритов у д. Горнова, залегающих в эрозионном врезе на одинцовских суглинках. В его составе определены: Cyclocypris serena (Koch), Candona neglecta Sars, C. rostrata Br. et Norm. и др. (см. табл. 2), т. е. виды, предпочитающие водоемы с низкими температурами, что позволяет предположить ледниковое происхождение этой фауны. Возраст серовато-коричневых алевритов по находкам поздне-

палеолитических орудий определяется В. Л. Яхимович [Плейстоцен Предуралья, 1987], как верхнеплейстоценовый, вероятно, соответствующий калининскому оледенению или началу табулдинского межледниковья.

В других районах Предуралья в калининских отложениях обнаружены лишь единичные находки остракод. Так, в верхней части этих отложений у дер. Султанаево найдены единичные Ilyocypris bradyi Sars и Cyclocypris laevis (O. Müll.).

Молого-шекснинская (табулдинская) фауна остракод в Предуралье начала изучаться сравнительно недавно. В отложениях этого времени, вскрытых у д. Султанаево (обн. 108) остракоды найдены в серых суглинках, относимых по радиоуглеродным данным к молого-шекснинскому горизонту. Богатый комплекс остракод из этих образований состоит из 19 видов (см. табл. 1). Характерными для молого-шекснинских отложений Султанаевского разреза являются: Denticulocythere dorsotuberculata Neg., Ilyocypris biplicata (Koch), Candona hyalina Br. et Rob, стенотермично-теплолюбивые Notodromas monacha (O. Müll.) и Dolerocypris fasciata (O. Müll.).

I. biplicata (Koch), отмеченная здесь в значительном количестве, встречается во временных и постоянных водоемах в окрестностях Краснодара и Харькова, в Нижнем Поволжье, долинах Реданта и Хевской, а также в Западной Европе, Северной Америке, Северной Африке и северо-западном Иране, т. е. в теплых климатических зонах. В Башкирском Предуралье этот вид обнаружен в атлантических отложениях, залегающих в основании II террасы р. Сюнь между деревнями Старо-Иликово и Килеево.

Dolerocypris fasciata (O. Müll.), по данным З. С. Бронштейна [1947], является стенотермично-теплолюбивой формой и встречается в озерах, заливах рек, прудах и старицах, предпочитая богатые растительностью, хорошо прогреваемые водоемы.

Интересен факт нахождения в этих отложениях Limnocythere inopinata (Baird) — вида, близкого к L. postconcava Neg. из одинцовских образований Султанаевского разреза, но отличающегося от него зазубренностью левой створки в заднебрюшной части. Это обстоятельство, а также большее сходство описанного комплекса с голоценовыми, чем с одинцовскими, позволяют считать его более молодым, чем одинцовский — позднеплейстоценовым. Наличие в составе молого-шекснинской ассоциации остракод теплолюбивых элементов — Dolerocypris fasciata и Notodromas monacha позволяют сделать вывод о существовании в это время климата, возможно, более теплого, чем современный.

Осташковский (или кудашевский) комплекс остракод состоит в основном из стенотермично-холоднолюбивых видов (табл. 3). Очень многочисленный комплекс обнаружен в нижней части осташковского горизонта у д. Горнова (разрез 3). Он состоит из большого количества Ilyocypris bella Scharap., I inermis Kauf., Candona neglecta Sars, C. rawsoni Tres., C. restangulata Alm., Candona juv., Denticulocythere dorsotuberculata Neg., Limnocythere

Таблица 3

Комплексы остракод плейстоценовых отложений Башкирского Предуралья

Общая стратиграфическая шкала: Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Раздел	Звено	Надгоризонт	Горизонты эоплейстоцена	Региональные подразделения: Климатолиты	Генетические индексы	Характерные комплексы остракод
				Четвертичная	Плейстоцен	Верхнее	Валдайский		Осташковский (Кудашевский) Q_3os	1, pg1	Обилие Ilyocypris bella Scharap, холодолюбивых J. inermis Kauf., Cytherissa lacustris Sars, разнообразных Candona и Eucypris. Угнетенные средне-верхнеплейстоценовые Limnocythere и Denticulocythere.
									Молого-шекснинский (Савинский) Q_3msh	1	Средне-верхнеплейстоценовая Denticulocythere dorsotuberculata (Neg.), а также рецентные Limnocythere inopinata (Baird), Candona hyalina Br. et Rob., Ilyocypris bipli-cata Koch (болота, мелкие озера). Теплолюбивые Dolerocypris fasciata (O. Müll.) и Notodromas monacha (O. Müll.)
									Калининский (Сангатский) Q_3k	1, pg1	Холодолюбивые представители Cyclocypris, Candona, Cytherissa и др.
									Микулинский (Таницкий) Q_3mik	pd, 1	
						Среднее	Среднерусский		Московский (Словский) Q_2m	1, 1d, pg1	Стенотермично-холодолюбивые Candona rawsoni (Tress), C. balatonica Daday, C. candida (O. Müll.), Eucypris pigra (Fisch.) и др.
									Одинцовский (Горновский) Q_2od	1, 1d, a1	Среднеплейстоценовая Limnocythere postconcava (Neg.), Candona parallela (O. Müll.), в более глубоких водоемах - Candona caudata Kaufm., C. protzi Hartw. и др.
									Днепровский (Ларевский) Q_2d	1, pg1	Характерные холодолюбивые Eucypris pigra (Fisch.), Ilyocypris inermis Kauf., разнообразные Candona, в глубоких озерах - Cytherissa lacustris Sars.
									Лихвинский (Сельский) Q_1l	1, pd, 1	Многочисленные среднеплейстоценовые Denticulocythere caspiensis (Neg.), Limnocythere manjtschensis Neg., Eucypris dulcifons Dieb. et Diet. и др. В мелких озерах и старицах - Sclerocypris clavata (Baird) и Physocypris fadeevi Dub., в более глубоких - Candona levanderi Hirschm.
					Плейстоцен	Нижнее	Белорусский		Окский (Чусовской) Q_1ok	1, pg1	Массовые стенотермично-холодолюбивые Candona rectangulata (Alm.), Cyclocypris serena (Koch) и др. а также характерные Sclerocypris aff. clavata (Baird) и Paralimnocythere compressa (Br. et Norm.)
							Вильнюсский		Чуй-Атасевский Q_1ca	a1, 1	Стенотермично-теплолюбивые Dolerocypris fasciata (O. F. Müll.) в верхней части. Холодолюбивые Candona neglecta Sars и массовые кренофилы Ilyocypris bradyi Sars в средней части
									Минзитеровский Q_1^2	1d, pg1	
									Октябрьский Q_1^1	a1	
	Апшерон		Верхний					Кармасанский	Верхний $N_2ap_3^2$ Нижний $N_2ap_3^1$	a1, 1	Denticulocythere scharapovae (Schw.), Ilyocypris praebella Karm. и др. (Оренбургье).
			Средний					Девекаповский	Верхний $N_2ap_2dv_2$ Нижний $N_2ap_2dv_1$	1, pg1 a1, 1	Широкораспространенные виды из родов Cyclocypris, Cypria, Cyprideis и др.
			Нижний					Демский	Верхний $N_2ap_1d_2$	pg1	Многочисленные стенотермично-холодолюбивые Eucypris especies horridus Sars, Candona aff. candida (O. Müll.), плиоценовые Eucypris famesa (Schn.), Denticulocythere producta (Jask. et Kaz.)
									Нижний $N_2ap_1d_1$	a1	Виды, характерные для мелких водоемов и стариц - Candona rostrata Br. et Norm., Cypris pubera (O. Müll.) и др. В более глубоких озерах - Cyoria pseudoarma M. Popova и теплолюбивые Ilyocypris monstrifica (Norm.)

ostconcava Neg., L. manjtschensis Neg., L. falcata Diep. и мн. др.

Характерным признаком этой фауны является угнетенность лимноцитер и дентикулоцитер, вероятно, связанная с их обитанием в холодных водах осташковского времени. Подтверждением этого служит наличие в ее составе многочисленных стенотермично-холоднолюбивых кандон, эуциприсов и илиоциприсов (Candona neglecta C. rawsoni, C. restangulata, Eucypris dulcifons, Ilyocypris inermis). Среди них Candona restangulata впервые обнаружена в Башкирском Предуралье в окское (чусовское) время в Чуй-Атасевском разрезе. Обедненные осташковские комплексы остракод встречены и в других месторождениях.

Осташковская (кудашевская) и днепровская (ларевская) ледниковые фауны Горновского разреза близки по составу, отличаясь иным соотношением холоднолюбивых элементов. Так, для днепровских осадков характерны Cyclocypris serena, C. ovum, Candona candida, Eucypris pigra. В перигляциальных суглинках осташковского времени они отсутствуют, зато широкое распространение получают многочисленные Ilyocypris bella, арктические Candona rectangulata и Eucypris dulcifons.

Таким образом, детальные исследования плейстоценовых остракод Предуралья дали возможность:

1. Выделить холоднолюбивые и теплолюбивые комплексы остракод, характеризующие эпохи ледниковий и межледниковий (см. табл. 2 и 3).

2. Получить довольно полную характеристику остракод в чуйатасевское и окское (чусовское) время.

3. По первому появлению многочисленных Limnocythere postconcava Neg., L. manjtschensis Neg., Denticulocythere dorsotuberculata (Neg.) и др. выделить днепровский (ларевский) комплексы остракод.

4. Довольно полно описать одинцовские (горновские), московские (еловские), молого-шекснинские (табулдинские) и осташковские (кудашевские) комплексы остракод, выделив среди них стенотермично-холоднолюбивые элементы (Candona, Eucypris, Ilyocypris) в московское и осташковское время.

5. Проследить филогенетическое развитие родов Cypria, Limnocythere и Eucypris в позднеплиоценовое и плейстоценовое время.

К сожалению, остались не изученными октябрьские и минзитяровские комплексы остракод, первой половины нижнего плейстоцена (остракоды не найдены). Малоизвестной осталась фауна остракод микулинского времени.

3 Заказ 1055

МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ КОСТНЫХ ОСТАТКОВ НЕСКОЛЬКИХ ВИДОВ ПОЛЕВОК ИЗ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ БАШКИРСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

За восьмидесятые годы получены новые материалы по плейстоценовым мелким млекопитающим и собрано более 5 тыс. определимых костных остатков. Полученные данные в основном обработаны и опубликованы: исчерпывающая стратиграфическая характеристика местонахождений Чуй-Атасево, Красный Яр и Горнова, а также систематическое описание наиболее диагностичных при определении относительного возраста видов — Mimomys intermedius New., Mimomys pusillus Mehely, Arvicola mosbachensis Schmidtgen, A. cf. chosaricus Alexandrova, A. terrestris L., Prolagurus (Prolagurus) posterius Zazhigin, Lagurus lagurus Pall., Microtus (Stenocranius) gregalis Pall., M. (Microtus) oeconomus Pall. [Плейстоцен Предуралья, 1987]; основные этапы развития фауны мелких млекопитающих Башкирского Предуралья в плейстоцене [Региональные подразделения…, 1988]; становление рода Arvicola [Яковлев, 1988].

В этой работе приводится описание костных остатков еще нескольких видов из местонахождения Чуй-Атасево, Базитамак, Красный Бор, Красный Яр, Груздевка и Горнова.

Чуй-Атасево — местонахождение раннеплейстоценовых фаун. В описании использованы материалы по раннеантропогенному подвиду желтой пеструшки из непосредственно предокского горизонта.

Базитамак — тоже, видимо, раннеплейстоценовое, крайне бедное местонахождение. Описан единственный M^3 желтой пеструшки.

Красный Яр — местонахождение перигляциальной фауны днепровского возраста. В работе описаны только зубы Eolagurus luteus Eversmann.

Красный Бор. Материал из этого местонахождения был собран около 30 лет назад Н. П. Вербицкой из отложений, слагающих III надпойменную террасу р. Камы. По мнению Н. П. Вербицкой, В. П. Сухова [1972] и Г. И. Горецкого [1964], горизонт песков, содержащих костные остатки в первичном залегании, имеет одинцовский возраст. В статье В. П. Сухова [1972] по Красному Бору приведен список видов, дана палеоэкологическая и тафономическая характеристика находок. Позднее [Сухов, 1975] было упомянуто о существовании в тех же песках второй костеносной линзы, которая стратиграфически выше первой находки на 5,6 м. Видовой

состав здесь беднее, но подобен нижней фауне. Возраст более молодых находок был определен как среднеплейстоценовый. При обработке автором материала по водяным полевкам из Красного Бора методом главных компонент было зафиксировано разделение M_1 на две группы. По морфологическим признакам M_1 и M^3 водяных полевок лучше сопоставляются с позднеплейстоценовыми из местнонахождений, расположенных на Русской равнине и в Зауралье, чем со среднеплейстоценовыми. Поэтому возникло предположение о значительной разнице в возрасте находок из нижней и верхней костеносных линз. Или возраст вмещающего кости горизонта определен неверно.

Горнова — имеет три костеносных горизонта: I — лихвинский — костные остатки крайне редки; II — одинцовский; III — вероятно, нозднеплейстоценовый, калининский. Наибольшее количество костей собрано из пограничной части одинцовского и лежащего на размытой поверхности его калининского (?) горизонта, т. е. Горнова II–III. Для этого местонахождения приведены описания зубов пеструшки и красно-серой полевки.

Груздевка — местонахождение степной межледниковой фауны, вероятно, среднеплейстоценового, одинцовского возраста. Описаны M_1 степных пеструшек и узкочерепных полевок, оценка морфогтипической изменчивости которых может служить косвенным признаком относительного возраста вмещающих костные остатки слоев.

Clethrionomys rufocanus Sundervall

Табл. I, фиг. 1–10; табл. II, фиг. 1–10

Материал и местонахождение: $5M_1$, $3M_2$, $8M^1$, $2M^2$, $8M^3$, M^{1-2} — Красный Бор; M_2, M_3, $2M^1$, M^3 — Горнова II–III; M^3 — Горнова II; M_1, M_2, M_3, $2M^1$ — Горнова III.

Возраст: Красный Бор — средний плейстоцен (?), Горнова II — средний плейстоцен, Горнова III — поздний плейстоцен.

Описание и сравнение. Довольно крупные моляры с корнями и обильным отложением цемента во входящих углах. Эмаль дифференцированная слабо — незначительно толще на выпуклых стенках конидов и утоньчается в вершинах входящих углов. Дентиновые поля чаще полностью разделены. Каждый моляр взрослой особи имеет два корня. Дентиновые траки расположены на передних поверхностях передних непарных петель и на боковых гранях задних петель нижних коренных. У верхних коренных — на боковых гранях передних петель и на задних поверхностях задних петель. Кроме того на M^1 есть трак на лингвальной грани метакона. Траки достигают жевательной поверхности еще до закрытия пульпы зуба (табл. I, фиг. 46).

Жевательная поверхность M_1 состоит из 7 дентиновых полей. С буккальной стороны зуб имеет 3 входящих угла, с лингвальной — 4. Параконидный отдел усложнен один раз и образован двумя треугольниками и грибообразной передней непарной петлей, которая соединяется с внутренним треугольником параконидного

отдела шейкой, имеющей различную ширину. У M_1 из Горнова передняя петля сливается с треугольником довольно широко (табл. I, фиг. 5а, б), а у M_1 из Красного Бора эти элементы почти полностью разделены (табл. I, фиг. 1а–3а). Передняя непарная петля имеет овальные, вытянутые выступы с буккальной и лингвальной сторон. Величина их у M_1 из Горнова различна — буккальный больше и сильнее нависает над треугольником параконида, а лингвальный небольшой. Внутренний выступ передней петли M_1 из Красного Бора по размерам почти подобен внешнему и сильно нависает над треугольником параконида. Подобный рисунок переднего отдела M_1 имеют современные красно-серые полевки (сборы О. Ф. Садыкова в районе г. Иремель, Южный Урал; табл. I, фиг. 6–8), у которых есть признаки вторичного усложнения параконида в виде боковых углублений на передней непарной петле. По размерам (табл. 4) и рисунку жевательной поверхности M_1 из Красного Бора и Горнова подобны современным красно-серым полевкам. Несколько большая длина M_1 из Красного Бора, чем у современных полевок, связана, видимо, с тем, что рецентные представлены в основном черепами молодых зверьков.

M_2 состоит из 5 дентиновых полей. У моляров принадлежащих молодым зверькам разделение полей почти полное (табл. I, фиг. 10а, б), а на зубах со сформировавшимися корнями первые две пары дентиновых полей имеют тенденции к слиянию (табл. 1I, фиг. 1а, б).

M_3 — 3 дентиновых поля, первые две пары конидов слиты. Первая буккальная петля небольшая (табл. II, фиг. 2а, б).

M^1 — пять и на M^2 — 4 полностью разделенных дентиновых полей. $2M^1$ из Горнова на передней поверхности передней непарной петли, имеет глубокую и узкую входящую складку эмали, заполненную цементом и полностью выравнивающуюся к основанию коронки.

M^3 из Красного Бора и Горнова однотипны. Жевательная поверхность их состоит из задней непарной петли, двух основных треугольников и пятки, элементы зуба полностью разделены, имеется тенденция к полному отделению треугольной петли основания пятки, т. е. шейка может быть узкой. Задняя непарная петля округлая, сильно нависает над лингвальным основным треугольником (табл. II, фиг. 4а–7б). У современных красно-серых полевок задний отдел M^3 имеет несколько отличное строение. Задняя непарная петля в большей степени вытянута по оси зуба, чем у плейстоценовых, лингвальный выступ более отделен (табл. II, фиг. 8–10). Размеры M^3 из Красного Бора, Горнова и рецентных красно-серых полевок близки.

Таким образом, зубы крупных лесных полевок из плейстоценовых местонахождений Башкирского Предуралья сопоставляются с современными молярами красно-серых полевок, но имеют несколько более упрощенное строение параконида M_1 и задней петли M^3.

Таблица 4

Размеры зубов плейстоценовых и рецентных красно-серых полевок, мм

	Красный Бор		
	M_1	M_2	M_3
Длина	2,85; 2,9; 2,9; 3,25	1,75; 1,95	1,57; 1,67; 1,75; 1,75
Ширина	1,12; 1,2; 1,2; 1,22	1,2; 1,25	0,92; 0,92; 0,97; 0,97
	M^1	M^2	M^3 (n=6)
Длина	2,37; 2,47; 2,5; 2,5	1,82; 1,85 1,92	2,02–2,16–2,52
Ширина	1,3; 1,35; 1,37; 1,4	1,2; 1,22; 1,22	1,02–1,06–1,1
	Горнова II–III		
	M_1	M_2	M_3
Длина	2,75	1,77; 1,8	1,87
Ширина	1,22	1,07; 1,2	0,97
	M^1	M^2	M^3
Длина	2,52; 2,52	—	2,1
Ширина	1,27; 1,3	—	1,07
	Горнова II		
	M^1	M_1	M_2	M^3
Длина	2,45 2,47	2,7	1, 77	1,7
Ширина	1,3; 1,3	1,12	0,92	0,92
	Современные, Южный Урал		
	M_1 (n=6)	M^3 (n=7)	
Длина	2,6–2,81–2,95	2,12–2,2–2,3	
Ширина	1,12–1,18–1,22	1–1,02–1,05	

Ранее В. П. Сухов [1978] описал остатки красно-серых полевок из пещерных местонахождений западного склона Южного Урала. Возраст находок был позднеплейстоценовый и голоценовый. В настоящее время красно-серые полевки в Башкирском Предуралье не обитают, а ближайшие местонахождения их приурочены к специфическим биотопам каменистых россыпей гор Южного Урала [Мелкие млекопитающие…, 1986].

Lagurus aff. lagurus Pallas
Табл. III, фиг. 1–10

Материал: M_1 — 24; M_2 — 21; M_3 — 19; M^1 — 21; M^2 — 13; M^3 — 9; сохранность плохая.

Местонахождение: Груздевка.

Возраст: вторая половина среднего плейстоцена, вероятно, одинцовское межледниковье.

Описание. Некорнезубые мелкие моляры без отложения наружного цемента во входящих углах. Эмаль дифференцирована — толще на прямых стенках основных конидов и тоньше на выпуклых. Элементы жевательной поверхности разделены, но возможно и слияние дентиновых полей шириной не больше максимальной толщины эмали. Жевательная поверхность M_1 состоит из 7 дентиновых полей. С буккальной стороны — 4 входящих угла, с лингвальной — 5. Параконидный отдел состоит из двух разделенных треугольных петель и трилистника, состоящего из 2-х треугольных выступов и передней непарной петли. Наиболее изменчив передний отдел параконида–трилистник. Выделяются следующие морфотипы M_1.

I — передняя непарная петля короткая и широкая, входящие углы на ее боковых поверхностях развиты слабо или вообще отсутствуют. Этот морфотип характерен для раннеплейстоценовых L. transiens (табл. III, фиг. 1, 2).

II — тоже транзиесный тип строения передней непарной петли. Передняя часть ее широко сливается с треугольным выступом, шейки нет, петля короткая (табл. III, фиг. 3).

III — передняя непарная петля вытянута, входящие углы на ней развиты, но передняя ее часть еще широко слита с треугольными выступами. Это переходные от транзиесных к лагурусным формы M_1 (табл. III, фиг. 4, 5).

IV — передняя непарная петля в виде трилистника, передняя ее часть обособлена, округлая и соединяется с треугольными выступами через широкую шейку. Это морфотип M_1, характерный современным L. lagurus (табл. III, фиг. 6, 7).

В местонахождении Груздевка M_1 транзиесных и переходных морфотипов — 44%, лагурусных — 66%.

M_2, M_3, M^1, M^2 — имеют характерное для степных пеструшек строение.

M^3 — 5 дентиновых, разделенных полей, с буккальной стороны 4, с лингвальной 3 входящих угла. В вершине первого лингвального входящего угла складка эмали слабо выражена или вообще отсутствует. Задняя непарная петля в виде трилистника. Задняя ее часть (головка) может иметь боковые стенки, сходящиеся под углом (I морфотип, табл, III, фиг. 8), или эти стенки параллельны (II морфотип, табл. III, фиг. 9). Если входящие углы на задней непарной петле сформированы, то головка принимает округло-овальную форму (III морфотип, табл, III, фиг. 10). M^3 с таким строением трилистника в местонахождении Груздевка (62,5%).

Сравнение. L. lagurus в Башкирском Предуралье известны со среднего плейстоцена, из местонахождений Красный Яр, Горнова (средний–поздний плейстоцен). По абсолютным размерам (табл. 5) описываемые моляры не отличаются от зубов степных пеструшек

Таблица 5

Размеры коренных зубов L. aff. lagurus Pall. из местонахождения Груздевка

	n	$\bar{x}$	lim	m	V	σ
Длина	9	2,55	2,27–2,82	0,064	7,56	0,193
Ширина	9	0,925	0,85–1	0,02	6,53	0,05
			M_2			
Длина	7	1,48	1,3–1,77	0,054	9,67	0,144
Ширина	7	0,77	0,7–0,97	0,034	11,88	0,092
			M_3			
Длина	10	1,61	1,45–1,97	0,051	10,02	0,161
Ширина	10	0,63	0,57–0,75	0,016	7,93	0,05
			M_1			
Длина	9	2,13	1,97–2,3	0,036	5,15	0,109
Ширина	9	1,13	1,02–1,32	0,031	8,49	0,095
			M^2			
Длина	6	1,79	1,6–2,17	0,084	11,55	0,207
Ширина	6	1,05	0,95–1,25	0,046	10,81	0,113
			M^3			
Длина	2,05;	2,1; 2,17				
Ширина	0,87;	0,87; 0,92				

из Красного Яра и Горнова. Морфотипический состав позволяет проследить постепенное увеличение доли прогрессивных «лагурусных» морфотипов от среднего к позднему плейстоцену. В Красном Яре преобладают переходные от «транзиесных» к лагурусным морфотипам M_1, а в Горнове — «лагурусные». Это же характерно для Груздевки. Но в Горнове не найдены M_1 транзиесного типа.

Таким образом, морфотипический состав M_1 из местонахождения Груздевка позволяет заключить, что эти степные пеструшки прогрессивнее среднеплейстоценовых из Красного Яра, но предшествовали позднеплейстоценовым из Горнова. Наиболее вероятно, что степные пеструшки, захороненные в разрезе у д. Груздевка, обитали во второй половине среднего плейстоцена.

В настоящее время степные пеструшки в Башкирском Предуралье встречаются в степных районах юго-западной части [Попов, 1960] крайне редко. В 1985 году автором в Стерлибашевском районе БАССР у д. Мустафино, в погадках болотной совы были найдены несколько нижних челюстей и остатков осевого черепа степной пеструшки.

Eolagurus luteus praeluteus Schevtschenko
Табл. IV, фиг. 1–3

Материал: $3M_1$, $3M^1$, M^2 — сборы 1968–1969 гг. В. П. Сухова; M_1, M_2, M_3, M^2, M^3, $2M^1$ — сборы 1982 г. В. П.Сухова и автора.

Местонахождение: Чуй-Атасево; материал 1982 г. собран из верхнего аллювиального горизонта разреза I, сл. 8 [Плейстоцен Предуралья, 1987].

Возраст: ранний плейстоцен.

Размеры (в мм):

Длина M_1 — 2,9; 3,1; 3,37

Ширина M_1 — 0,8; 0,92; 0,97

Относительная ширина M_1 (%) — 37,3; 39,35; 40,34

Относительная длина параконидного отдела M_1 — 27,58; 28,13; 31,29

	M^1	M_2	M_3	M^2
Длина	2,47; 2,7	1,7; 1,95	1,95	1,55
Ширина	1,35; 1,37	1,02; 1,2	0,8	0,82

Описание. Крупные некорнезубые моляры без отложения цемента во входящих углах. Эмаль дифференцирована — толще на прямых стенках призм и тоньше на выпуклых. Дентиновые поля всегда частично слиты. Ширина дентиновых перешейков от 1 до 3 ед. (за ед. здесь и ниже принята максимальная толщина эмали зуба).

Жевательная поверхность M_1 состоит из 7 дентиновых полей, на буккальной стороне зуба 3 входящих угла, на лингвальной — 4. Параконидный отдел усложнен один раз, треугольники его частично слиты (3–3,4 ед.). Передняя непарная петля отделена узкой шейкой и имеет прямоугольную или трапецевидную форму. Углы петли сглажены (табл. IV, фиг. 1–3). Дентиновые поля остальных конидов сливаются перешейком, ширина которых 2 ед. На задней поверхности гипокона имеется пологая складка эмали, толщина последней здесь невелика. M_2 и M_3 содержат на жевательной поверхности по 5 дентиновых полей. M_3 сильно вытянут по продольной оси зуба.

M^1 — 5 дентиновых полей, M^2 — 4 поля, «w» складка эмали в вершине второго лингвального входящего угла на M^1 и первого лингвального входящего угла на M^2.

Сравнение. По своим абсолютным, относительным размерам и рисунку жевательной поверхности M^1 желтых пеструшек из Чуй-Атасево наиболее соответствуют M_1 E. luteus praeluteus, описанной А. И. Шевченко [1965] из местонахождений Большевик, Колендорово, и Семибалка. Общей характерной чертой этих M_1 можно считать частично слитые треугольные петли параконидного отдела, более мелкие, чем у современных желтых пеструшек, размеры, а также сглаженную, овальную форму передней непарной петли.

Eolagurus luteus Eversmann

Табл. III. фиг. 15–19; табл. IV, фиг. 4–14

Материал и местонахождение: 3M , 34 M_1, 15M_2, 14M_3, 31M^1; 21M^2, 36M^3 — Красный Яр;
M^1 — Горнова 1; M_1 — Горнова II;
2M_1, M^1, M^2 — Горнова II–III.

Возраст: Красный Яр, Горнова I–II — средний плейстоцен; Горнова II–III — поздний плейстоцен.

Описание. Некорнезубые бесцементные моляры, принадлежавшие крупным зверькам. Эмаль дифференцирована — на прямых стенках дентиновых призм более толстая, чем на выпуклых. Дентиновые поля жевательной поверхности разделены не полностью, ширина дентиновых слияний колеблется от 1 ед. до 2 ед.

На жевательной поверхности M_1 7 дентиновых полей. Наиболее широкие соединения между дентиновыми полями треугольных петель параконидного отдела — от 1 ед. до 3 ед. (1–1,8–3,14), более 2 ед. у 27,3% M_1, и между полями протоконида и энтоконида.

Передняя непарная петля соединяется с остальной частью параконида узким перешейком. Форма ее изменчива. M_1 с округлоовальной передней петлей и относительно широким слиянием треугольных петель параконида (морфотип I, 14,3% среди M_1 из Красного Яра, табл. IV, фиг. 5, 6).

В Красном Яре преобладает M_1 (морфотип II) с передней непарной петлей, расширенной в передне-лингвальной части и зауженной на противоположном конце. С лингвальной стороны передняя петля сильно нависает над треугольной петлей параконида (61,9%, табл. IV, фиг. 7–12). Усложненный морфотип M_1 (III) имеет на передней петле с лингвальной стороны прямоугольный выступ, сильно нависающий над остальной частью параконида (23,8%, табл. IV, фиг. 13, 14). M_2, M_3 и M^1 имеют на жевательной поверхности по 5 дентиновых полей, ширина слияния которых может быть больше 1 ед. M^2 — 4 поля. В вершине второго лингвального входящего угла M^1 и первого M^2 всегда присутствует «w» складки эмали.

Рисунок жевательной поверхности M^3 включает 4–5 дентиновых полей. На буккальной стороне 3 входящих угла, на лингвальной — 2. Основные элементы жевательной поверхности сливаются дентиновыми перешейками в 1–1,5 ед. Задняя непарная петля и треугольная петля в ее основании соединяются более широко. В вершине первого входящего лингвального угла может быть складка эмали типа «w» (12%). Слабо выражена эта складка — 16% M_3 и вообще отсутствует у 72% M^3 из Красного Яра. Пятка сливается со вторым основным треугольником довольно широко — 1,25–2,33–5,43 ед. Слияние больше 2 ед. у 40% M^3.

По материалам из Красного Яра выделены следующие морфотипы M^3. I — с короткой, овальной задней непарной петлей, ши-

роко слитой с треугольником в ее основании. 10,34% среди M^3 из Красного Яра (табл. III, фиг. 15). II — задняя петля почти круглая, довольно широкая, шейка более выражена (17,24%). III —

Таблица 6

Размеры (мм) и индексы (%) коренных зубов E. luteus из местонахождения Красный Бор

	n	$\bar{x}$	lim	σ	m	V
			M_1			
Длина	12	3,28	3–3,55	0,168	0,048	5,14
Ширина.	9	1,2	1,1–1,35	0,09	0,03	7,488
			M_2			
Длина	8	1,95	1,82–2,1	0,103	0,036	5,313
Ширина	8	1,07	1,02–1,15	0,044	0,015	4,179
			M_3			
Длина	11	2,2	1,95–2,5	0,165	0,05	7,524
Ширина	11	0,9	0,85–1,0	0,052	0,015	5,841
			M^1			
Длина	8	2,73	2,57–2,9	0,107	0,037	3,931
Ширина	8	1,48	1,37–1,6	0,084	0,029	5,685
			M^2			
Длина	14	2,14	1,92–2,4	0,0131	0,035	6,126
Ширина	14	1,29	1,15–1,42	0,09	0,024	6,948
			M^3			
Длина	16	2,29	1,8–2,75	0,199	0,049	8,682
Ширина	16	1,09	0,97–1,2	0,062	0,015	5,747
			M_{1-2} (x_i)			
Длина	2		5,55, 5,55			
			Индексы (%)			
			M_1			
Относительная ширина	9	36,45	33,23–38,6	1,93	0,642	5,29
Относительная длина передней непарной петли	12	30,83	28,13–36,92	2,37	0,686	7,7
Относительная ширина	16	47,66	M^3 42,55–55,55	3,175	0,793	6,662
Относительная длина «пятки»	20	51,02	42,4–55,95	2,893	0,647	5,67

Таблица 7

Размеры зубов желтых пеструшек из местонахождений Базитамак и Горнова

Местонахождение	Зуб	Длина (мм)	Ширина (мм)	Индекс (%)
Базитамак	M^3	2,42	1,17	Ширина — 48,35%, «пятки» — 49,59%
Горнова I	M^1	2,75	1,57	—
Горнова II	M_1	3,07	1,2	ширина M_1 — 39,09%
				длина передней непарной петли M_1 — 31,6%
Горнова III		2,97	1,12	ширина M_1 — 37,71%
	M^1	2,8	1,4	передней непарной петли
	M^2	2,3	1,27	

задняя петля вытянутая, овальная, шейка узкая (59,62%) (табл. III, фиг. 18). IV — на задней непарной петле с лингвальной стороны есть углообразный выступ (13,79%) (табл. III, фиг. 19).

M_1 из Горнова могут быть отнесены к II морфотипу, передняя петля из них почти прямоугольная, треугольники параконидного отдела сливаются дентиновым перешейком в 2 ед. Единственный M^3 из Базитамака имеет небольшую заднюю непарную петлю овальной формы, соединяющуюся с треугольной петлей шейкой, дентиновое поле слито довольно широко. Морфотип — II (табл. IV, фиг. 4).

Сравнение. По размерам M_1 предуральские желтые пеструшки (табл. 6, 7) мало отличаются от плейстоценовых представителей этого вида. Можно отметить, что описываемые M_1 несколько крупнее подобных моляров раннеантропогеновых подвидов Eolagurus luteus gromovi Topachevsky и E. l. praeluteus Schevtschenko, позднеплейстоценовых зауральских и современных E. luteus. Одинаковую длину M_1 имеют желтые пеструшки из позднеплейстоценового местонахождения Новгород-Северский. M_1 из Красного Яра незначительно уже, чем позднеплейстоценовые. Относительная длина параконидного отдела также занимает промежуточное положение между раннеплейстоценовыми и позднеплейстоценовыми — современными желтыми пеструшками (табл. 8).

По степени слияния треугольных петель параконида M_1, можно предположить, что E. luteus из Красного Яра более древние. В среднем слияние составляет 1,8 ед., а изменяется в пределах от 1 до 3,4 ед., ширина слияния более 2 ед. у 27,3% M_1, в Верх. Алабуге подобных M_1 — 17,5%.

В Красном Яре доля морфотипов, характерных для вымерших подвидов, значительна и нет M_1 с усложненной передней непарной петлей (морфотип V, VI по А. Г. Малеевой).

Таблица 8

Сравнение размеров и индексов M_1 и M^3 ископаемых и современных желтых пеструшек

	E. l. gromovi [Ербаева, 1970]	E. l. praeluteus [Ербаева, 1970]	E. l. volgensis [Александрова, 1976]	E. luteus Башкирское Предуралье	E. l. antecedeus [Рековец, 1985]	E. luteus Зауралье [Малеева, Филева, 1979]	E. luteus [Рековец, 1985]
Длина M_1	(n=8) 2,7—2,9—3,1	(n=11) 2,8—3,0—3,1	(n=7) 2,9—3,5—	(n=12) 3,0—3,28—3,55	(n=39) 2,9—3,3—3,8	(n=70) 2,6—3,16—3,75	(n=32) 2,7—3,16—3,6
Относительная ширина M_1 (%)	33,4—36,3—41	(n=7) 33,4—36—40	— —	(n=9) 33,23—36,45—38,6	(n=32) 35,3—37,8—42,0	31,9—36,7—46,2	(n=37) 33,3—37,85—41,9
Относительная длина передней непарной петли M_1 (%)	28,6—31,8—35,6	(n=10) 31—32,8—34,4	—	(n=12) 28,15—30,83—36,92	(n=32) 24,6—28,3—32,3	22,7—28,5—33,3	(n=32) 24,6—28,6—33
Длина M^3	2,1; 2,3	2,2	1,9—2,3 (n=3)	(n=16) 1,8—2,29—2,75	—	(n=22) 2,05—2,4—2,7	[Ербаева, 1970] (n=10) 2—2,2—2,4
Относительная ширина M^3 (%)	50—52,5	50	—	(n=16) 42,55—47,66—55,55	—	(n=17) 39,2—46,5—52,5	45,5—49—54,5
Относительная длина «пятки» M^3 (%)	45,7—47,8	50	—	(n=20) 42,4—51,2—55,95	—	(n=22) 33,3—37,7—44,2	47,8—52—55

M^3 из Красного Яра тоже выглядят более архаично, чем у позднеплейстоценовых представителей вида. Пятка M^3 сливается с треугольником в ее основании довольно широко, от 1,25 до 5,43 ед. M^3 со слиянием 2 ед. больше (39,9%), чем в местонахождении Верх. Алабуга (33%). От E. 1 praeluteus описываемые M^3 отличаются меньшей относительной шириной, более вытянутой и менее выраженной степенью слияния дентиновых полей жевательной поверхности зуба. Форма задней петли M^3 у ранне- и среднеплейстоценовых желтых пеструшек довольно однообразна.

Боковые стенки петли параллельны или овальны. В позднем плейстоцене, например, в местонахождении Верх. Алабуга, изменчивость больше, появляется M^3 с дополнительными выступами на задней непарной петле. В Красном Яре представлены M^3 четырех морфотипов от простых до усложненных. Таким образом, остатки желтых пеструшек из местонахождения Красный Яр, по морфометрическим характеристикам занимают промежуточное положение между раннеплейстоценовыми и позднеплейстоценовыми желтыми пеструшками. Их наиболее вероятный относительный возраст — средний плейстоцен.

Arvicola terrestris Linnaeus
Табл. V, фиг. 1–10; табл. VI, фиг. 1–10

Материал: $4M_{1-3}$, $10M_{1-2}$, $43M_1$, $31M_2$, $24M_3$, $35M^1$, $18M^2$, $18M^3$, $5M^{2-3}$. Сохранность материала хорошая.

Местонахождение: Красный Бор, р. Кама в 30 км ниже устья р. Белой.

Возраст: средний плейстоцен (?), вероятно, часть костей позднеплейстоценового возраста.

Описание. Некорнезубые моляры крупной полевки, входящие углы заполнены наружным цементом. Эмаль четко дифференцирована — толще на прямых стенках дентиновых призм, чем на выпуклых.

M_1 состоит из 5–7 дентиновых полей, количество которых зависит от степени расчлененности элементов параконида, который усложнен неполностью один раз и состоит из 2-х треугольников и передней непарной петли. С буккальной стороны 3 входящих угла, с лингвальной — 4.

Серия M_1 из Красного Бора представительна и в связи со спецификой первичного захоронения сохранились зубы молодых зверьков. У наиболее ювениальных моляров жевательная поверхность имеет сложный гребенчато-бугорчатый рельеф. Коронка полностью покрыта эмалью. Верхняя часть основных дентиновых призм (энто-, прото- и метаконидов) в виде гребня (табл. V, фиг. 1). Формирование эмалевого рисунка начинается с основных треугольников. Эмаль тонкая и везде одинаковой толщины. Рисунок параконида появляется в последнюю очередь. Впадины и гребни на нем дают при стирании подобие призматической складки. Дентиновые треки на этой стадии еще не достигают жеватель-

ной поверхности, а цемент во входящих углах не откладывается (табл. V фиг. 2–4). Треки достигают жевательной поверхности ко времени окончательного формирования рисунка, поэтому эмаль на M_1 более взрослых зверьков отсутствует на передней части непарной петли и на боковых гранях задней непарной петли. Эмаль еще тонкая и слабо дифференцированная (табл. V, фиг. 5).

M_1 взрослых особей имеет обильное отложение цемента. Задняя петля и основные треугольники разделены. Слияние дентиновых полей 1–2 ед. и редко может достигать 3–4 ед. Наиболее изменчив параконидный отдел. Входящие углы, отделяющие параконид от остальных конидов, как правило, смещены, иногда значительно, что приводит к отделению буккальной треугольной петли передней петли, то последняя тоже может быть отделена. Форма передней непарной петли изменчива, но преобладает округлая или округло-овальная, без резко выраженных выступов — это морфотип I (59,4%, табл. V, фиг 6, 7). II морфотип M_1 — подобная передняя петля, но есть выступ с буккальной или лингвальной стороны (28,1%, табл. VI, фиг. 3–4). Единственный M_1 имеет вытянутую переднюю петлю с широкой шейкой (морфотип III, 3,1%, табл. VI, фиг. 5) и у трех экземпляров передние петли неправильной формы (морфотип IV, 9,4%, табл. VI, фиг. 6).

M_2 — 4 или 5 дентиновых полей. Ширина слияния первых двух эмалевых петель варьирует. M_3 — первые две пары петель чаще слиты (3 дентиновых поля), но иногда вторая пара треугольников разделена (4 поля).

M_1 и M_2 — все поля разделены, слияние не более 1 ед. M^1 — 5, M^2 — 4 дентиновых поля.

M^3 имеет на жевательной поверхности четыре замкнутых дентиновых пространства — передняя непарная петля, два основных треугольника и пятка, состоящая из треугольного выступа в ее основании и задней петли. На буккальной стороне хорошо развиты и заполнены цементом 2 входящих угла и один неглубокий в основании задней петли без цемента. С лингвальной стороны 2 входящих угла. Среди M^3 преобладают экземпляры с задней петлей, имеющей овальную форму, которая широко слита с треугольным выступом, расположенным в ее основании, и имеет небольшой треугольный выступ на лингвальной стороне, развитый в разной степени (64,7%, табл. V, фиг. 7–10). Менее многочисленны M^3 без выступа на лингвальной стороне задней петли (35,3% табл. VI, фиг. 8–10).

Сравнение. M_1 водяных полевок из Красного Бора по размерам превосходят подобные моляры архаичных водяных полевок раннего-среднего плейстоцена A. mosbachensis Schmidtgen из местонахождений Западной и Центральной Европы, Русской равнины и Западной Сибири. Размеры M_1 A. mosbachensis довольно изменчивы, но средние значения укладываются в пределы 3,2 — — 3,64 мм для длины и 1,35 — 1,49 мм для ширины M_1 [Koenigswald, 1970; Heller, 1969; Janossy, 1976; Radulesco, Samson,

Таблица 9

Размеры (мм), коэффициент дифференциации эмали, индексы (%) зубов водяных полевок из местонахождения Красный Бор

	n	$\bar{x}$	lim	σ	m	V (%)
			M_1			
Длина	16	4,24	4–4,7	0,216	0,054	5,097
Ширина	16	1,79	1,6–2,02	0,124	0,031	6,978
			M_2			
Длина	19	2,56	2,37–2,87	0,137	0,031	5,335
Ширина	19	1,64	1,45–1,8	0,087	0,02	5,313
			M_3			
Длина	23	2,53	2,27–2,82	0,137	0,028	5,43
Ширина	23	1,26	1,12–1,42	0,075	0,015	5,959
			M^1			
Длина	16	3,63	3,32–3,85	0,153	0,038	4,229
Ширина	16	2,0	1,8–2,25	0,132	0,033	6,618
			M^2			
Длина	12	2,66	2,37–2,9	0,17	0,049	6,399
Ширина	12	1,7	1,55–1,92	0,124	0,036	7,315
			M^3			
Длина	18	2,75	2,37–3,17	0,209	0,049	7,596
Ширина	18	1,44	1,25–1,6	0,094	0,022	6,548
			M_{1-3} (x_i)			
Длина	8,6;	8,8;	9,3; 9,4			
			M_{1-2}			
Длина	5	5,62	5,4–5,9			
Коэффициент дифференциации эмали у M_1	15	1,356	1,132–1,562	0,119	0,031	8,8
			Индексы			
Относительная длина параконидного отдела	13	45,54	43,9–47,39	1,145	0,317	2,515
Относительная ширина зуба	16	42,185	38,37–48,15	3,53	0,633	6,007

1977; Зажигин, 1980; Маркова, 1981; Агаджанян, Ербаева, 1983; Смирнов и др., 1986]. Описываемые зубы также крупнее M_1 среднеплейстоценовых. A. chosaricus Alexandrova из Черного Яра, A. kalinakensis Zazhigin из Калманки и M_1 близких к этим видам из зауральских местонахождений Мальково и Ница. Среднее значение длины M_1 этих полевок изменяется в пределах 3,69 — 3,72 мм, ширина — 1,57–1,62 мм [Александрова, 1976; Зажигин, 1980; Малеева, Елькин, 1986]. M_1 из Красного Бора по размерам близки к позднеплейстоценовым формам A. terrestris из Зауральских местонахождений. В Верх. Алабуге M_1 водяных полевок несколько крупнее 4,25–4,33–4,55 (n = 6), а в местонахождениях Мальково, Ница, Меркушино зубы незначительно мельче 4,05–4,18–4,35 (n = 9) [Малеева, Елькин, 1986]. M_1 современных водяных полевок с Южного Урала превосходят своими размерами описываемые (табл. 9, 10).

Диагностичным признаком является степень дифференциации эмали. От раннеплейстоценовых с мимомисным типом дифференциации и среднеплейстоценовых моляров водяных полевок с равновеликой эмалью, зубы из Красного Бора отличаются четко выраженной дифференциацией эмали микротусного типа.

Таблица 10

Размеры (мм) и индексы (%) M_1 современных водяных полевок с Южного Урала

	n	$\bar{x}$	lim	σ	m	V (%)
Длина	43	4,31	4–4,9	0,207	0,031	4,8
Ширина	43	1,75	1,62–1,92	0,078	0,012	4,5
Индексы						
Относительная ширина M_1	43	40,7	35,71–44,13	2,135	0,325	5,2
Относительная длина параконидного отдела	43	45,44	42,17–48,81	1,624	0,247	3,6
Коэффициент						
Дифференциация эмали	43	1,38	1,109–1,7	0,154	0,023	11,1

По данному признаку экземпляры M_1 из Красного Бора превосходят позднеплейстоценовых зауральских из Верх. Алабуги, коэффициент дифференциации которых — 1,09–1,24–1,33 (n = 6), и более соответствует современным водяным полевкам с Южного Урала.

Распределение морфотипов M_1 и M^3 из Красного Бора также совпадает с распределением подобных или близких морфотипов M_1 и M^3 водяных полевок из позднеплейстоценовых местонахождений Зауралья [Малеева, Попова, 1975]. В современных популяциях увеличивается доля усложненных типов строения передней непарной петли.

Таким образом, по морфометрическим характеристикам зубы водяных полевок из Красного Бора более соответствуют позднеплейстоценовым и, вероятно, доля моляров этого возраста в коллекции больше, чем среднеплейстоценовых. Не исключено, что возраст вмещающего костные остатки горизонта более молодой, чем среднеплейстоценовый.

В Башкирском Предуралье водяные полевки встречаются по поймам рек, близ озер и болот [Огнев, 1950]. В частности, в низовьях р. Белой [Попов, 1960].

Microtus (Stenocranius) gregalis Pallas

Табл. III, фиг. 11–14

Материал: 21M_1 плохой сохранности.

Местонахождение: Груздевка.

Возраст: вторая половина среднего плейстоцена; вероятно, одинцовское межледниковье.

Размеры (в мм):

Длина	M_1	7	2,71	2,5–3,0
Ширина	M_1	4	1,04	0,97–1,15

Описание. M_1 относительно небольшого размера, некорнезубые, во входящих углах обильное отложение наружного цемента. Эмаль дифференцирована по микротусному типу — более толстая на передних прямых стенках и уменьшается на задних выпуклых стенках основных конидов. Эмаль отсутствует на передне-буккальной поверхности передней непарной петли и на боковых гранях задней петли. На лингвальной стороне 5 входящих углов, на буккальной 3–4, в зависимости от степени усложнения параконидного отдела. Элементы жевательной поверхности изолированы полностью, всего 7 дентиновых полей. Параконидный отдел состоит из двух изолированных петель и передней непарной петли, на которой с лингвальной стороны есть характерный углообразный выступ.

По строению параконидного отдела выделены следующие морфотипы M_1.

Наиболее простое строение имеют M_1, у которых передняя непарная петля овальной формы (морфотип I, табл. III, фиг. 11). Увеличение размеров последней в передней части усложняет параконид — морфотип II (табл. III, фиг. 12). Следующий этап — это формирование выступа на буккальной стороне (морфотип III, табл. III, фиг. 13). Если на передней петле обособляется передняя часть, то такие M_1 соответствуют IV морфотипу (табл. III, фиг. 14). В данном местонахождении к I морфотипу можно отнести 28,6% M_1, ко II — 33,3%, к III — 14,3% и к IV — 23,8%.

Сравнение. В Башкирском Предуралье первые редкие находки зубов узкочерепных полевок известны с раннего плейстоцена (местонахождение Чуй-Атасево), и, как правило, передняя непарная петля их имеет простое строение, близкое к I морфотипу. В среднем плейстоцене, в днепровское время (местонахождение Красный Яр), среди M_1 преобладали I и II морфотипы. В позднем плейстоцене (Горнова II–III) доля прогрессивных III и IV морфотипов уже больше [Плейстоцен…, 1987]. По процентному составу морфотипов M_1 узкочерепные полевки из Груздевки ближе к среднеплейстоценовым, чем к позднеплейстоценовым. Абсолютные размеры M_1 узкочерепных полевок практически во всех трех местонахождениях одинаковы. То есть, можно допустить, что моляры несколько моложе M_1 из Красного Бора и, вероятно, соответствуют второй половине среднего плейстоцена.

В настоящее время узкочерепные полевки очень редко встречаются в южной части Башкирского Предуралья [Попов, 1960].

Таблица I

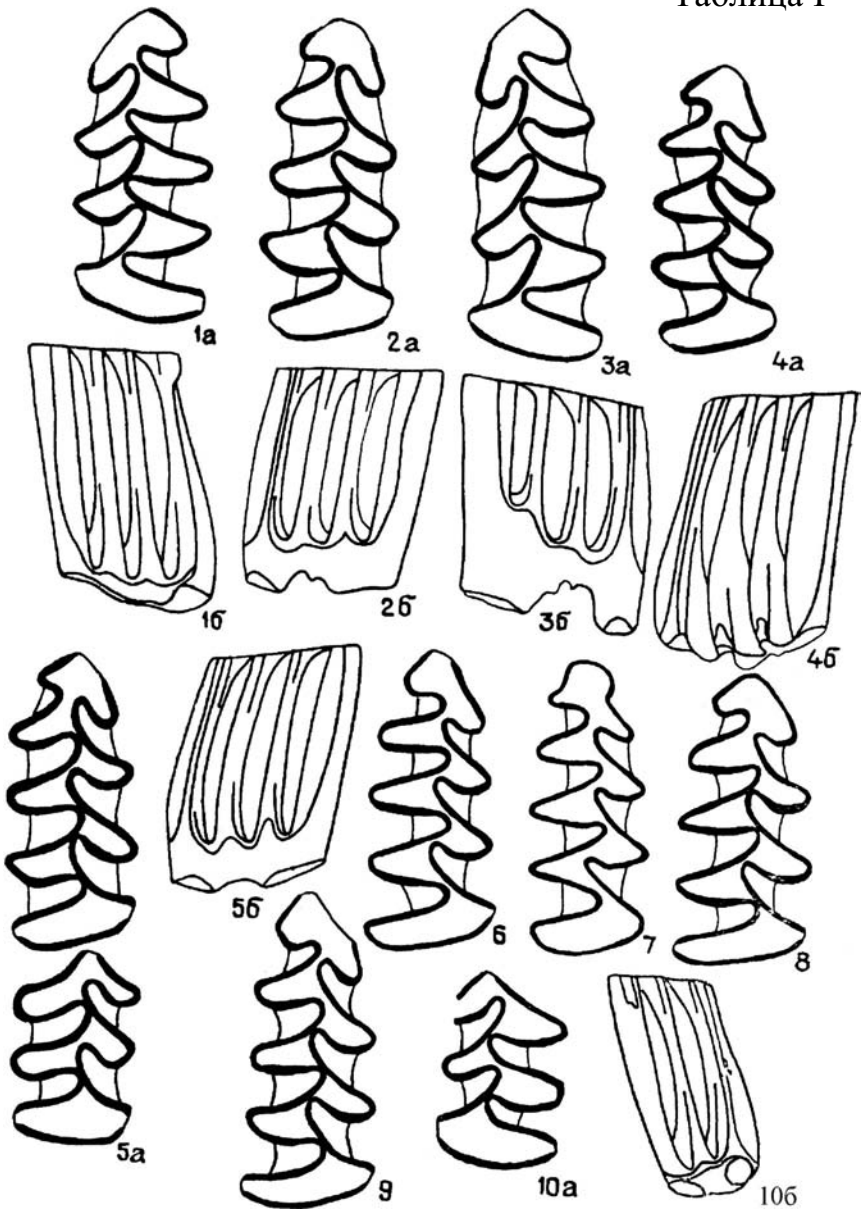


Табл. I. Моляры красно-серых полевок. Фиг. 1–3 — M_1, Красный Бор; 4 — M_1, Горнова III; 5 — M_{1-2}, Горнова II–III; 6–9 — M_1 современных, Южный Урал; 10 — M_2, Красный Бор; 1а–5а, 6–9, 10а — жевательная поверхность; 1б–5б, 10б — буккальная сторона.

Таблица II

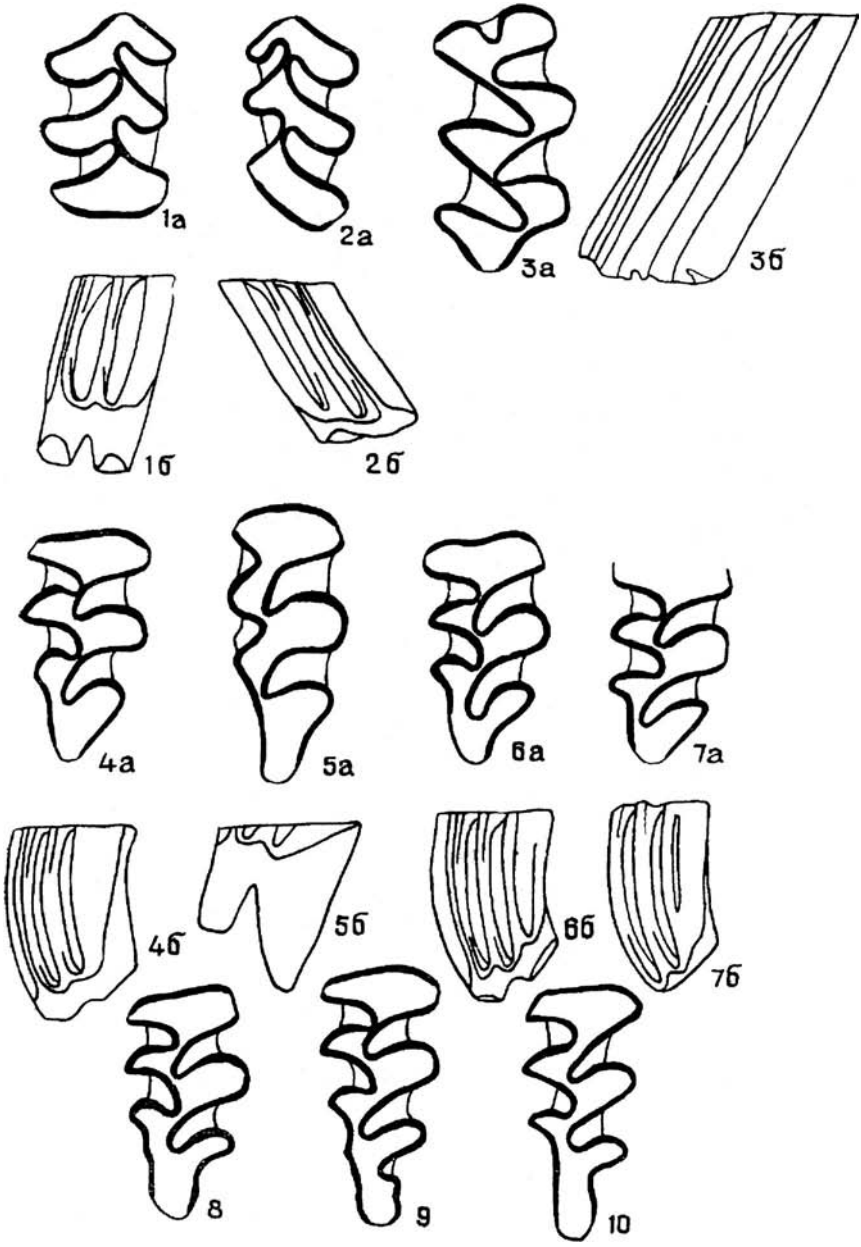


Табл. II. Моляры красно-серых полевок. Фиг. 1 — M_2, 2 — M_3, Горнова II–III; 3 — M^1, Горнова III; 4–5 — M^3, Красный Бор; 6 — M^3, Горнова II–III; 7 — M^3, Горнова II; 8–10 — M^3 современных, Южный Урал; 1а–7а, 8–10 — жевательная поверхность; 1б–7б — буккальная сторона.

Таблица III

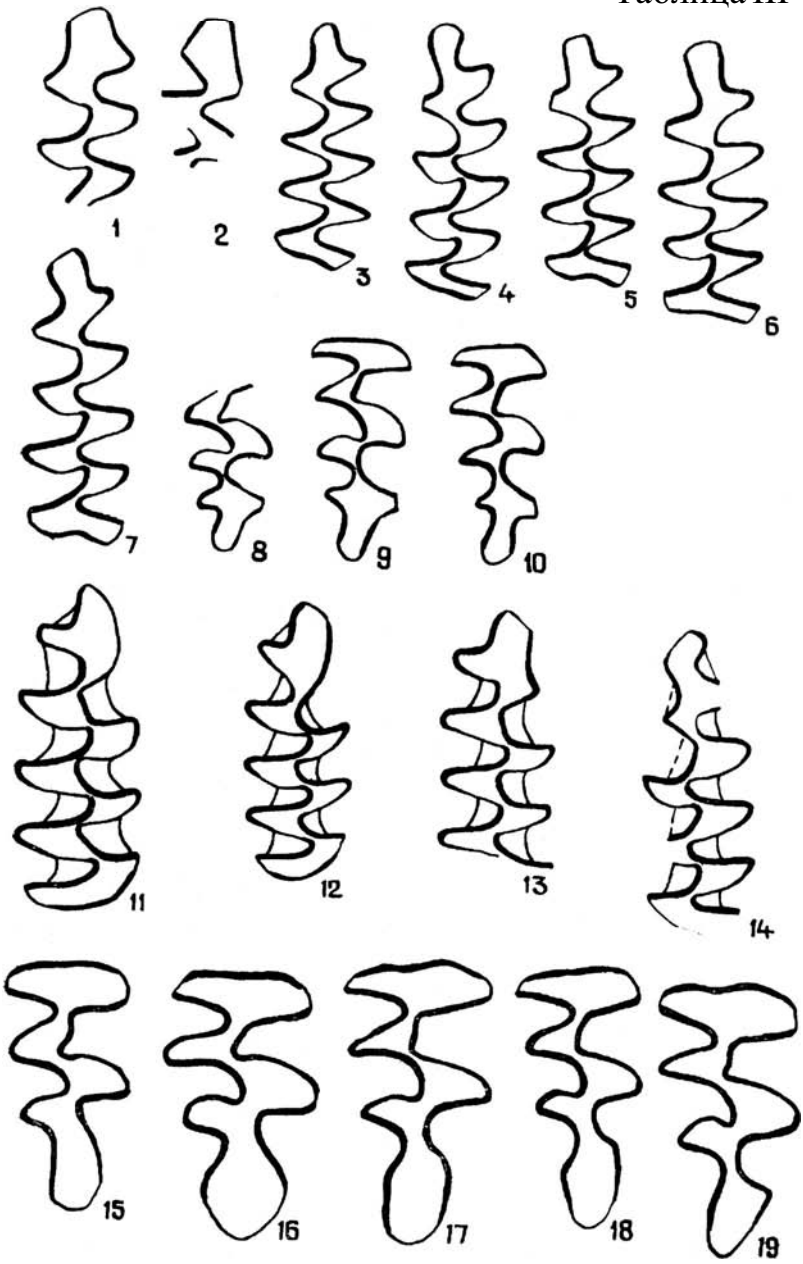


Табл. III. Фиг. 1–6 — M_1 Lagurus aff. lagurus Pallas, Груздевка: морфотипы: 1–2 — I, 3 — II, 4–5 — III, 6–7 — IV; 8–10 — M^3; морфотипы: 8 — I, 9 — II, 10 — III. Фиг. 11–14, M_1 узкочерепных полевок из местонахождения Груздевка; морфотипы: 11 — I, 12 — II, 13 — III, 14 — IV. Фиг. 15–19 — M^3 Eolagurus luteus Eversmann, Красный Яр; морфотипы: 15 — I, 16–17 — II, 18 — III, 19 — IV.

Таблица IV

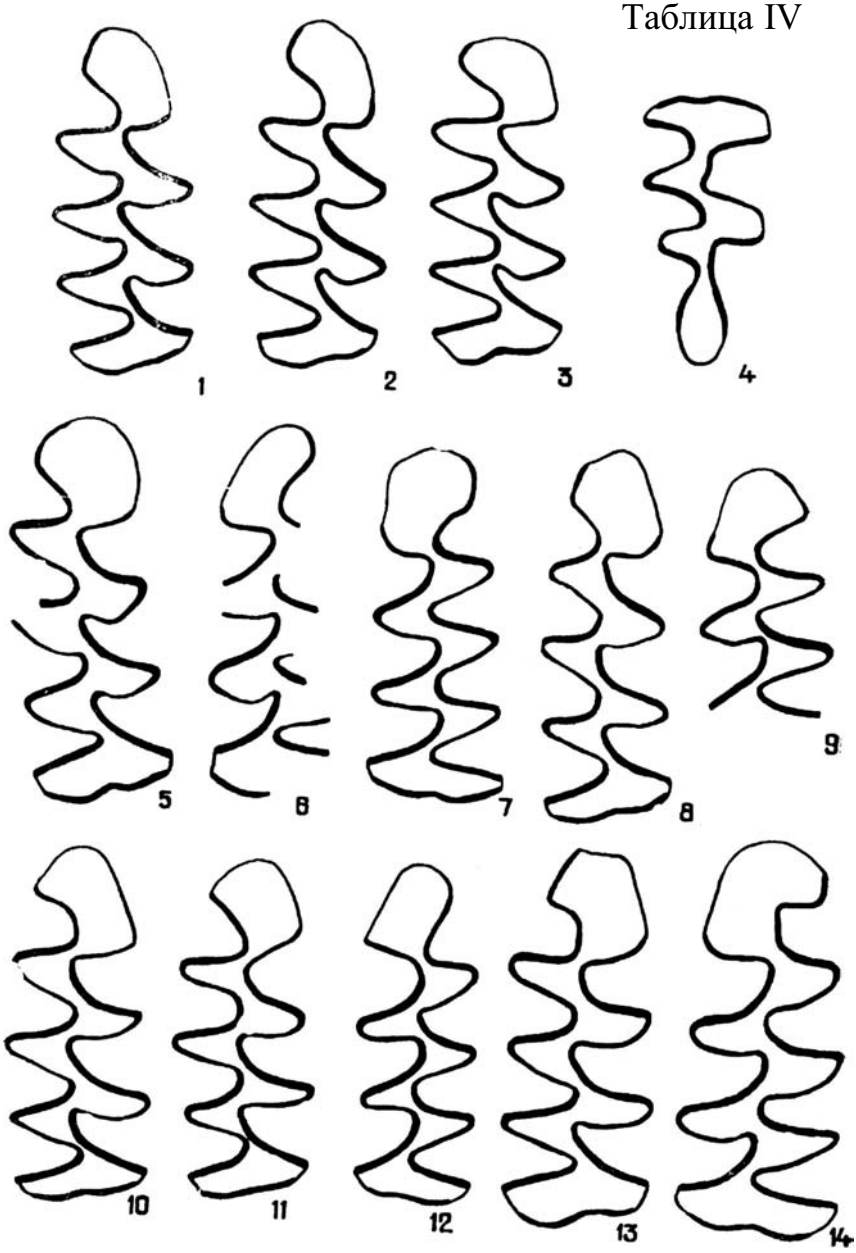


Табл. IV. Зубы желтых пеструшек из плейстоценовых местонахождений Башкирского Предуралья.

Фиг. 1–3, 5–14 — M_1; 1–3 — E. luteus praeluteus Schevtchenko, 1–2 — сборы В. П. Сухова 1968–1969 гг., 3 — сборы 1982 г., Чуй-Атасево; 4 — E. luteus Eversmann, Базитамак; 5–10, 13–14 — E. luteus, Красный Яр; 11–12 — E. luteus, Горнова; морфотипы M_1: 5–6 — I, 7–12 — II, 13–14 — III.

Таблица V

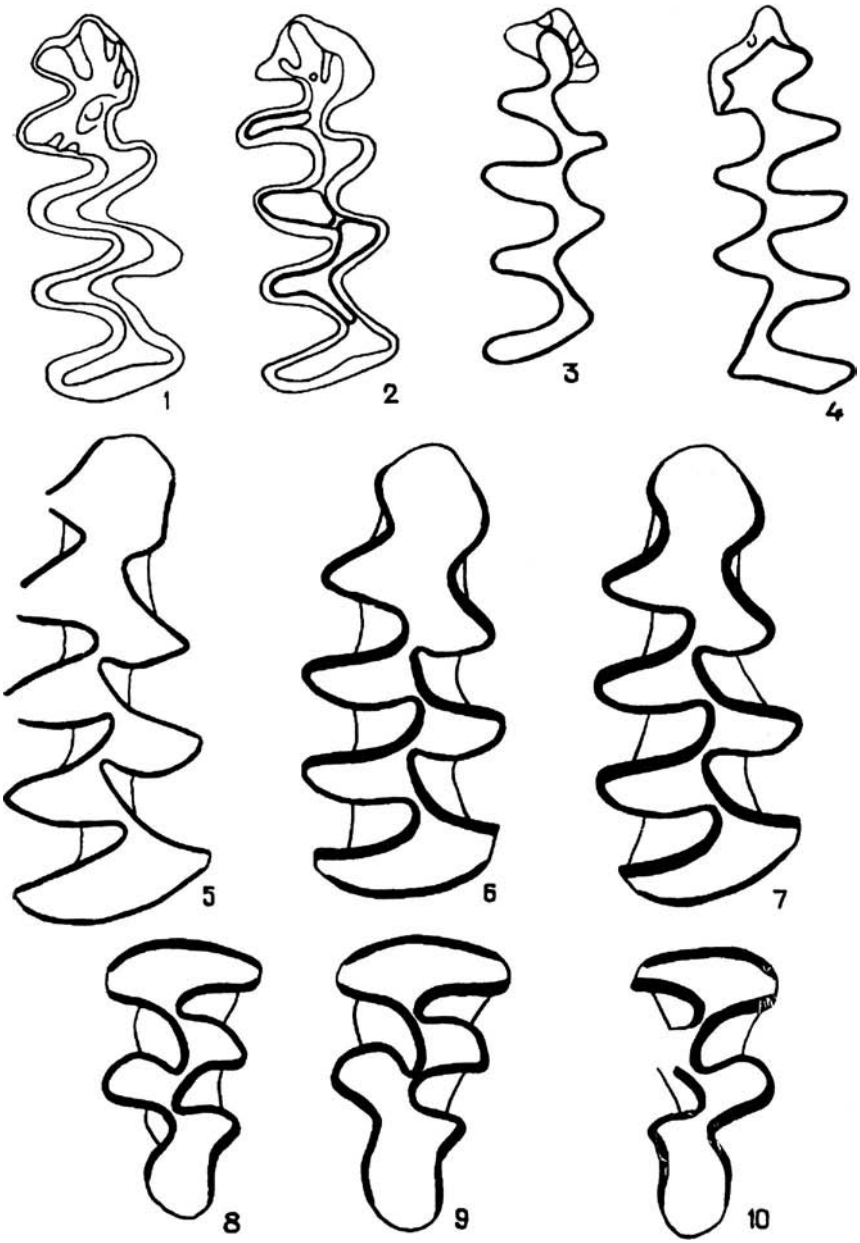


Табл. V. Зубы Arvicola terrestris L. из местонахождения Красный Бор. Фиг. 1–7 — M_1; 1–5 — формирование рисунка жевательной поверхности; 6–7 — морфотип I; 8–10 — M^3 морфотип II.

Таблица VI

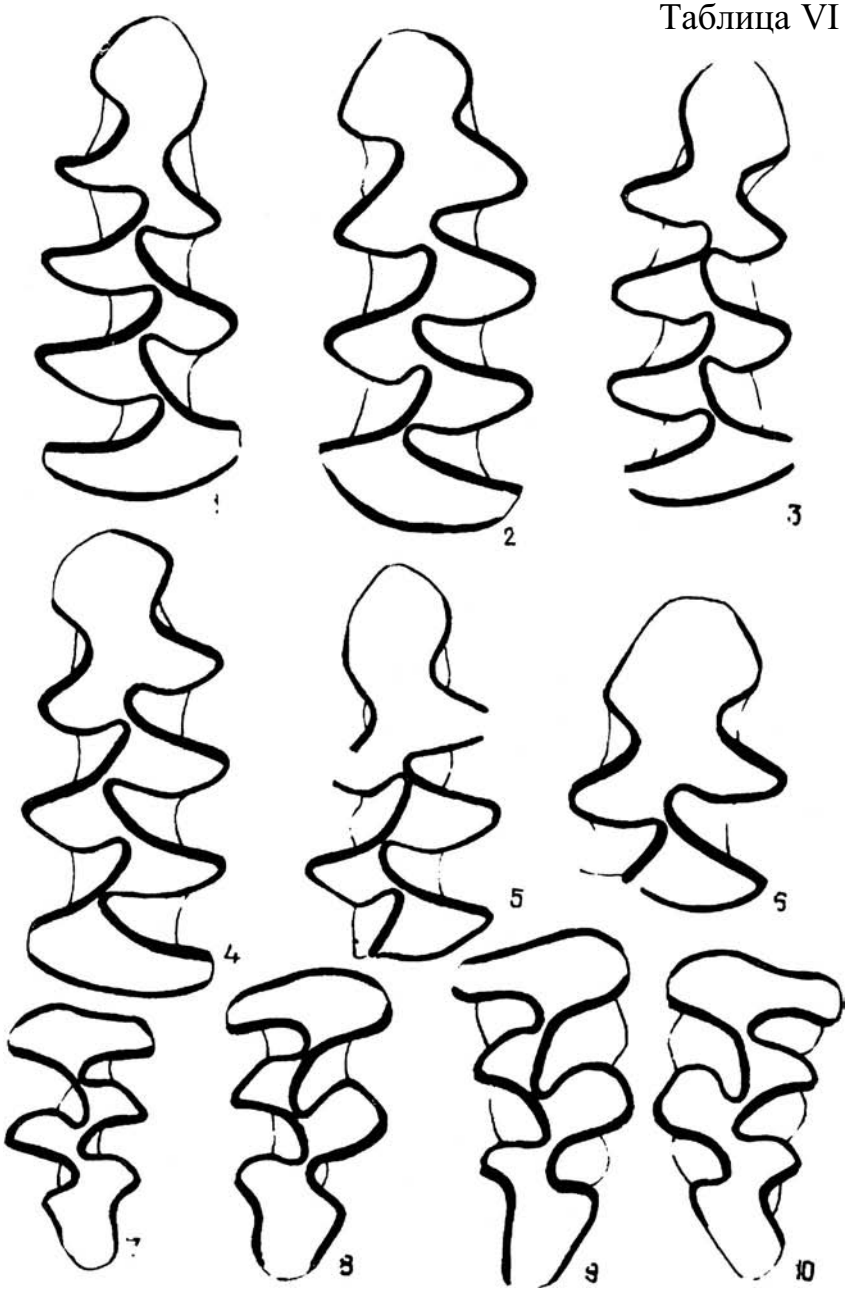


Табл. VI. Зубы Arvicola terrestris L. из местонахождения Красный Бор. Фиг. 1–6 — M_1; морфотипы II — 1–4, III — 5, IV — 6, 7–10 — M^3, морфотип I.

ОСНОВНЫЕ НАХОДКИ ОСТАТКОВ КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ В БАШКИРСКОМ ПРЕДУРАЛЬЕ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Башкирия изобилует находками костей млекопитающих плиоценового и, особенно, плейстоценового возраста. Можно назвать сотни мест, где были обнаружены те или иные остатки. Обращают на себя внимание скопления костей в долинах прарек Камы, Белой и их притоков, где гидромониторами в разных местах вымываются десятки зубов и других частей скелетов животных нижнеплейстоценового и среднеплейстоценового возраста. Уникальное месторождение костей животных раннего плейстоцена, т. е. тираспольского фаунистического комплекса известно в долине реки Ик (на границе Башкирии и Татарии), где в районе с. Урусу, г. Октябрьского и д. Муллино из пра-Ика с глубины 6–10 м извлечено более 40 зубов трогонтериевого слона вместе с сибирским эласмотерием и остатками пантеры [Гарутт, Шокуров, Яхимович, 1977].

Среди других знаменательных находок известны находки целых или почти целых скелетов мамонтов:

1. Скелет мамонта был раскопан Г. В. Вахрушевым в 1919 г. у д. Нагаево в Уфимском районе БАССР. Он был доставлен в Краеведческий музей, но, к сожалению, был утрачен в годы войны.

2. Mammuthus chosaricus Dubrovo очень крупных размеров был обнаружен на р. Сухайле в д. Сухаревке в 1955 г. В. Л. Яхимович. Извлечь удалось часть черепа с зубами и бивни; большая часть скелета была сдана местными жителями в утильсырье. Остатки описаны Н. Н. Яхимовичем [1960, 1966, 1976].

3. Скелет мелкой формы хазарского мамонта Mammuthus cf. chosaricus Dubrovo был раскопан в 1962 г. В. Л. Яхимович и А. Г. Цибулькиным на берегу р. Орьи у Орьебашского нефтесборного парка в Янаульском районе БАССР. Он был определен и описан Н. Н. Яхимовичем, а затем В. Е. Гаруттом [1972]. Пока реставрирована только его голова и установлена в Археологическом музее в г. Уфе. Он залегал в цоколе II надпойменной террасы в одинцовских (ныне горновских) слоях, перекрытых 12-метровой толщей перигляциальных осташковских (ныне кудашевских) или поздневалдайских отложений с радиогулеродной датой (по древесине) в 18 тыс. лет. Древесина, найденная вместе с костями по

^{14}C естественно оказалась запредельной [Яхимович, Немкова, 1981].

4. Целый скелет трогонтериевого слона — Archidiskodon trogontherii (Pohlig) был обнаружен вблизи д. Минзитярово (Старо-Минзитярово) Иглинского (быв. Нуримановского) района БАССР в 1975 г. в озерных нижнеплейстоценовых суглинках при проходке нефтепровода [Яхимович, Немкова и др., 1985].

5. В сентябре 1981 г. при разработке котлована будущего пруда на руч. Сухой Кундряк у д. Табулда в Стерлибашевском районе БАССР найдены остатки мамонта — Mammutus primigenius Blum., сложенные в штабель палеолитическими охотниками так, что длинные кости конечностей ориентированы строго на север. С костями найдены отщепы и другой каменный материал, но стоянки палеолитического человека не обнаружено [Итоги изучения…, 1985].

Это наиболее крупные и интересные из находок. Имеется множество других.

Первая попытка систематизации находок была предпринята краеведом П. Ф. Ищериковым. Им была составлена опись, переданная Г. В. Вахрушеву. Вторая опись составлялась Н. Н. Яхимовичем и тоже была передана Г. В. Вахрушеву. После его кончины их обнаружить не удалось.

В. Л. Яхимович при разработке стратиграфической схемы четвертичных отложений Предуралья использовала целый ряд известных ей находок из литературы, из школьных музеев и найденных непосредственно при многолетнем изучении разрезов. Все это было использовано ею при разработке схемы четвертичных отложений Предуралья. Фауна определялась в основном В. Е. Гаруттом и Н. Н. Яхимовичем, а затем с 70-х годов — Б. С. Кожамкуловой. Под ее руководством автор приступила к составлению каталога — атласа находок.

В настоящее время в Предуралье выявлено наличие тираспольского фаунистического комплекса, хазарского и мамонтового (верхнепалеолитического по В. И. Громову). Кроме того, В. И. Громов выделял верхнепалеолитический комплекс с элементами хазарской фауны, названный им «мустьерским», раннемамонтовый (с ранним мамонтом) и позднемамонтовый (с поздним мамонтом) комплексы. Эта фауна является прекрасным обоснованием возраста выделяемых в Предуралье стратиграфических горизонтов.

Тираспольский фаунистический комплекс характеризуется присутствием Archidiskodon trogontherii (Pohl.), или слоном Вюста. В наиболее древней фауне этого типа в октябрьском горизонте кроме слона Вюста, встречен Elasmotherium sibiricum Fish. (зубы), и Panthera sp. В более молодом, минзитяровском, горизонте найдены только остатки слона Вюста. В вышележащем чуй-атасевском надгоризонте остатки крупных млекопитающих не найдены, но в нем обнаружены две фауны мелких млекопитающих, тоже несомненно тираспольского типа. Эта фауна открыта В. П. Суховым, изучалась им вместе с А. Г. Яковлевым, а затем одним

А. Г. Яковлевым. Последним и выделены здесь две фауны. Наиболее древняя из них, хорошо изученная В. П. Суховым, содержит реликты плиоценовых фаун — корнезубые полевки Mimomys (Mimomys) intermedius (Newton, а также M. pusillus Mehely. В ней характерно наличие серых полевок Microtus (Pitymys) hintoni Kretzoi, M. (Microtus) arvaloides Hinton, M. (Stenocranius) gregalis Pall., M. ex gr. oeconomys Pall. Типичны также Prolagurus posterius Zazhigin, Lagurus (Eolagurus) praeluteus Schevtschenko, L. (Lagurus) transiens Ianossy.

Более молодая чуй-атасевская фауна, кроме названных видов, включает водных полевок Arvicola mosbachensis Smidt., т. е. является более молодой (определения В. С. Сухова, позднее А. Г. Яковлева).

Фауна хазарского фаунистического комплекса встречается в бельском горизонте (быв. лихвинский). Для нее характерен Mammuthus chosaricus Dubrovo, Bison priscus longicornis W. Grom., Equus cf. chosaricus W. Grom., Saiga sp., а на севере Предуралья — Palaeoloxodon sp.

Особняком стоит фауна горновского (быв. одинцовского) горизонта. Основной состав ее отвечает уже мамонтовому комплексу с Mammuthus primigenius Blum. (ранняя форма), Coelodonta antiquitatis (Blum.), Bison priscus Boj. и др. Однако во всех местонахождениях, связанных с этим горизонтом: Гремячево, Обва, Орьебаш, Сухайля, Горнова и др., в этом комплексе встречаются элементы хазарской фауны — Mammuthus chosaricus Dubrovo, Bison priscus longicornis W. Grom., Equus cf. chosaricus W. Grom., Camelus sp., Saiga sp. Именно такой комплекс В. И. Громов [1948] называл «мустьерским». Более молодые мамонтовые комплексы этих элементов не содержат. В верхнеплейстоценовых горизонтах различия сводятся к присутствию мамонтов ранней или поздней стадии; в отдельных разрезах они встречаются совместно.

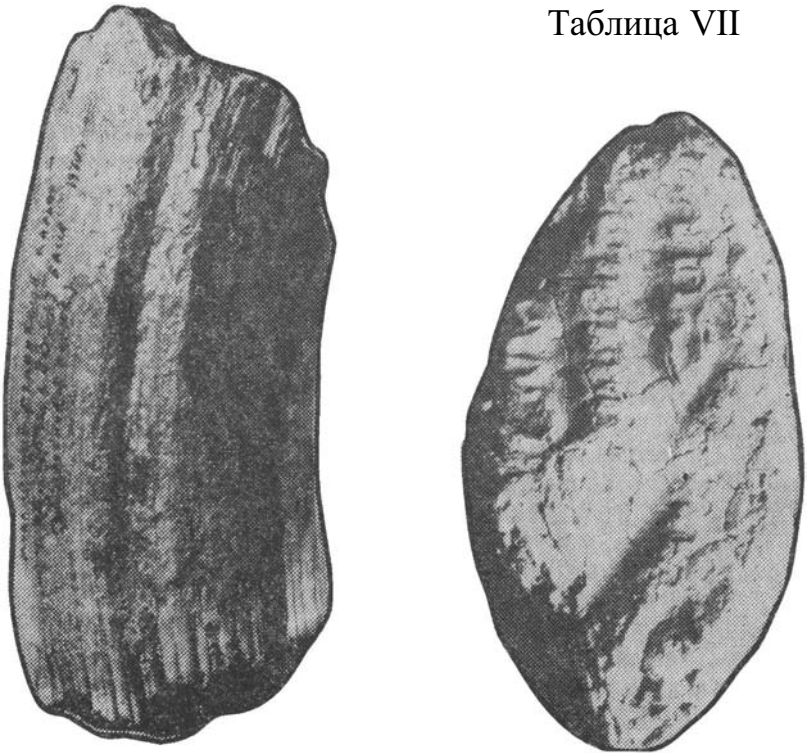
С позднеледниковьем связаны обильные остатки животных современного типа, диких и одомашненных. Изучение их остатков обычно связано с изучением археологических памятников, хотя остатки их часто присутствуют в осадках низких речных террас.

Начата систематизация всего этого обильного материала, который пополняется ежегодно.

В последние годы на левом берегу р. Уфы был обнаружен зуб носорога Мерка, до сих пор не встреченного в Предуралье.

Интересна находка черепа обычного шерстистого носорога на р. Ашкадар у д. Златоустовки, возраст которого оказался 12330± 120 лет. Это первая находка столь молодого аллерёдского или дриасового носорога, указывающая на одновременность вымирания носорогов и мамонтов на юге Предуралья.

Таблица VII



Табл, VII. Сибирский эласмотерий Elasmotherium sibiricum Fischer. Верхний заднекоренной зуб M^3. Муллинский гравийный карьер Татарской АССР (Музей г. Октябрьского): а — сбоку, б — со стороны жевательной поверхности [Гарутт, Шокуров, Яхимович, 1977].

Таблица VIII

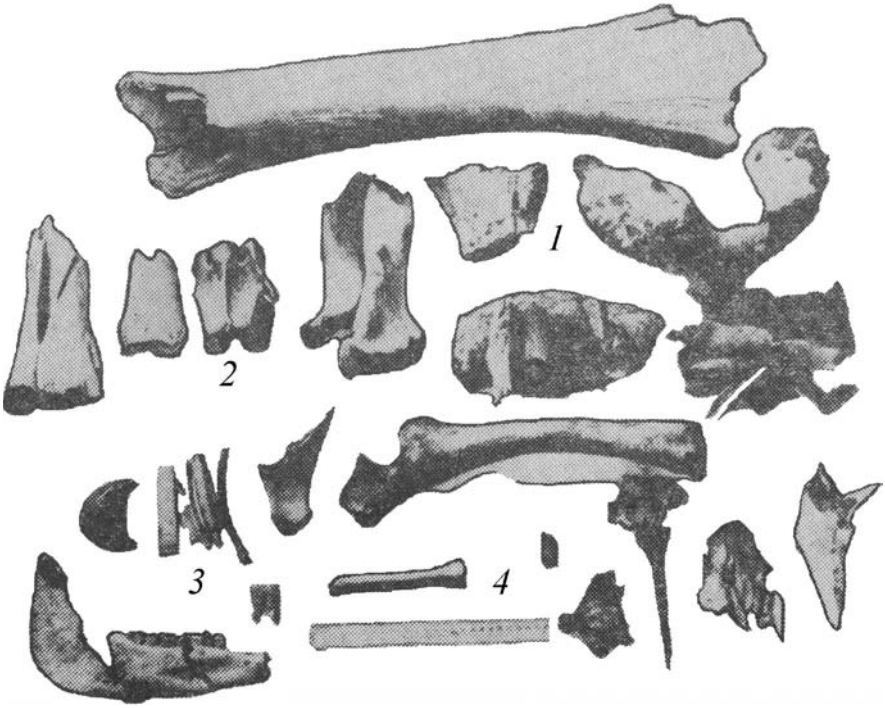


Табл. VIII. Кости плейстоценовых животных из Старо-Тукмаклинского местонахождения: 1 — мамонта, 2 — бизона, 3 — дикой лошади, 4 — северного оленя А. П. Шокуров, 1977].

Таблица IX

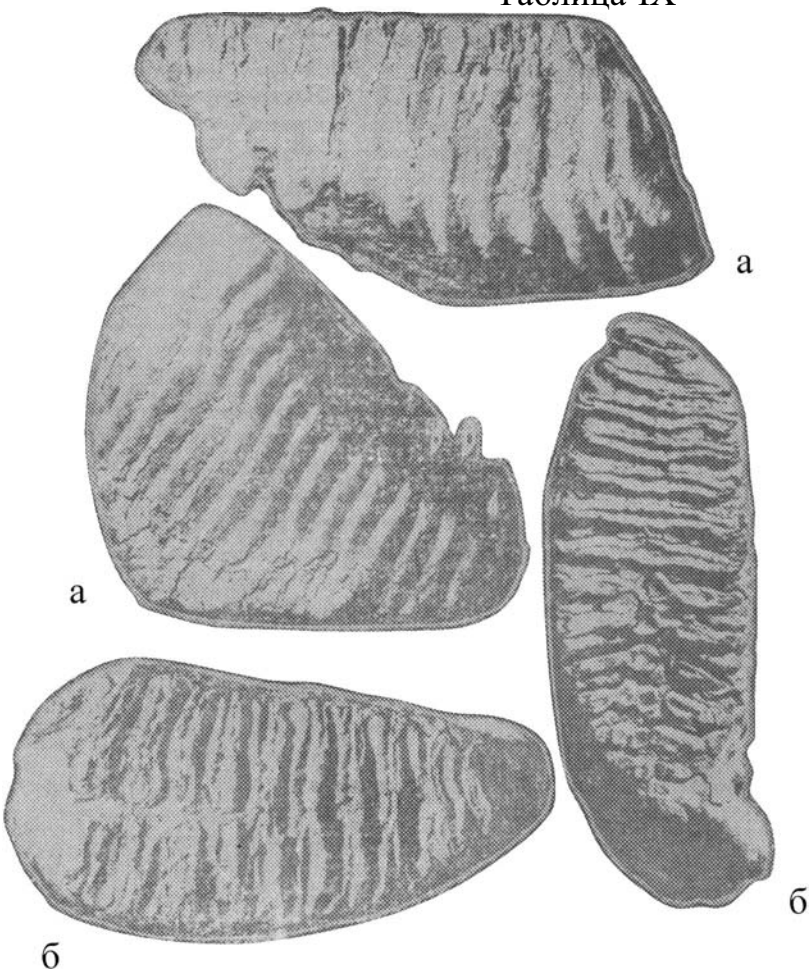


Табл. IX. Слон Вюста Archidiskodon trogontherii wüsti (Pavlow). 1 — последний верхний заднекоренной зуб M^3. Московский гравийный карьер, Башкирская АССР (Музей г. Октябрьского): а — сбоку, б — со стороны жевательной поверхности, (верхний и справа). 2 — последний нижний заднекоренной зуб M_3. Апсолямовский гравийный карьер (Музей г. Октябрьского): а — сбоку, б — со стороны жевательной поверхности (слева) [Шокуров, Яхимович, 1977].

Таблица X

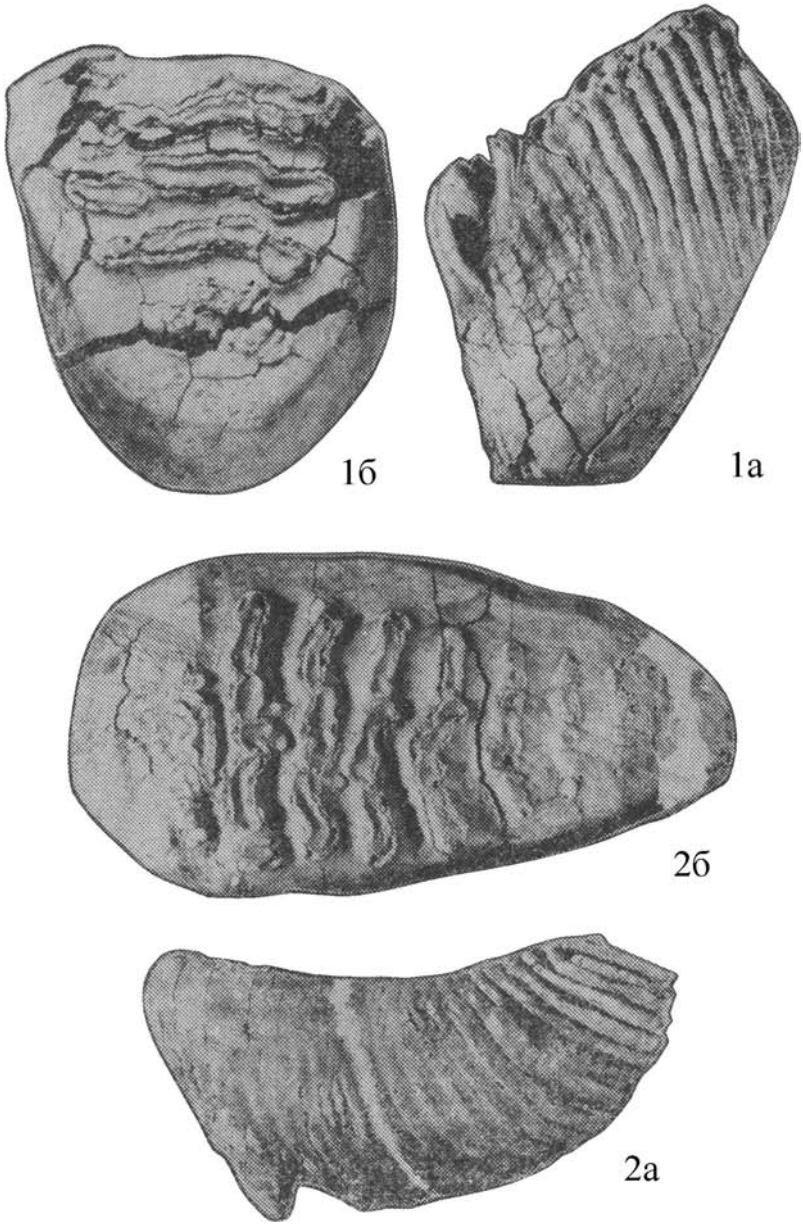


Табл X. Последние заднекоренные зубы Archidiskodon trogontherii(Pohlig): 1 —левый верхний — M^3, 2 — правый нижний — M_3: а — вид сбоку, б — вид с жевательной поверхности [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XI

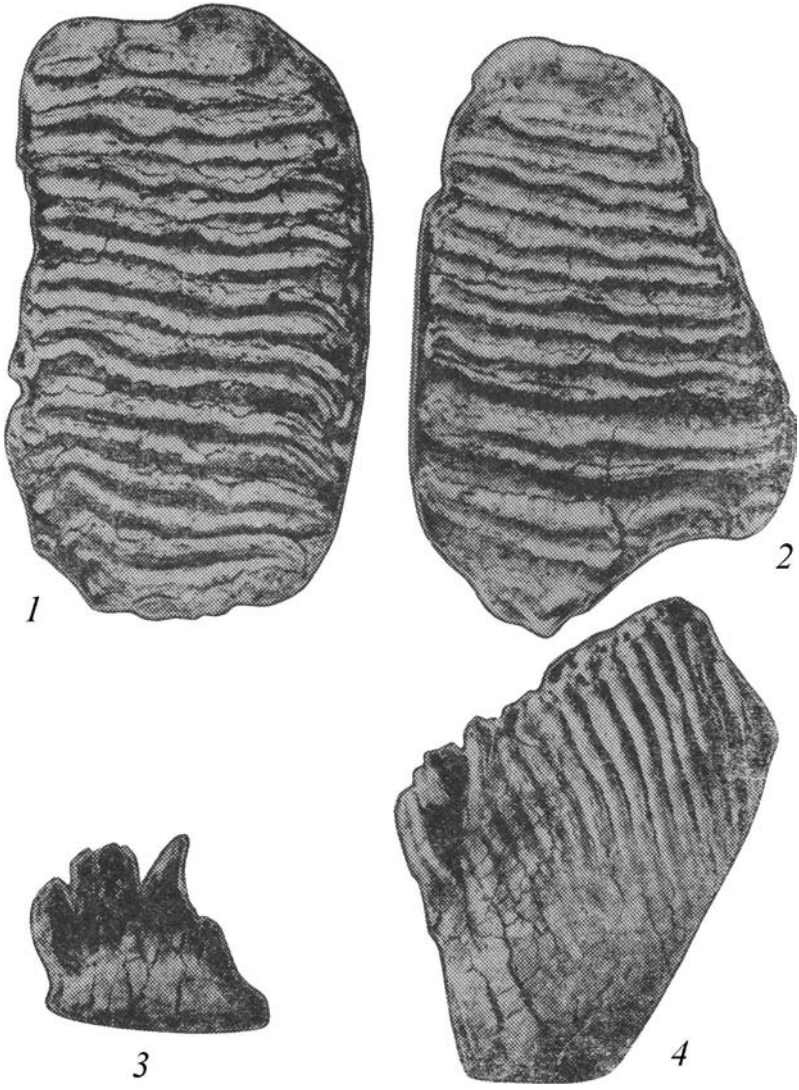


Табл. XI. Вторые заднекоренные зубы Archidiskodon trogontherii (Pohlig): вид с жевательной поверхности: 1 — верхний левый, 2 — нижний правый. Верхние заднекоренные зубы, вид сбоку: 3 — второй левый зуб M^2, 4 — третий левый зуб M^3 [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XII

Табл. XII. Нижняя челюсть табулдинского мамонта Mammuthus primigenius Blum. с зубами: а — вид спереди, б — вид слева [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XIII

Табл. XIII. Бивни мамонта Mammuthus primigenius Blum., найденные на руч. Сухой Кундряк у д. Табулда [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XIV

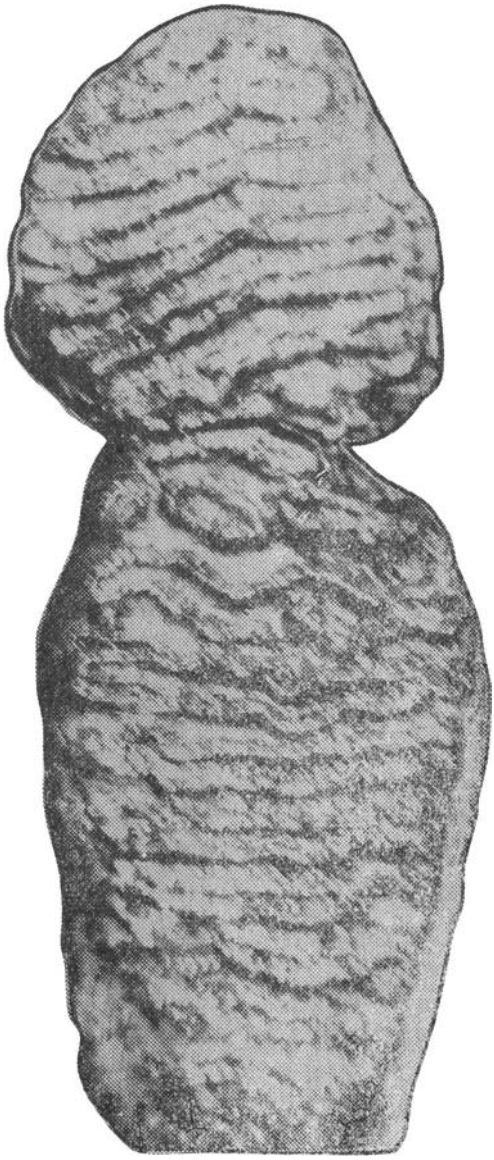


Табл. XIV. Зубы Mammuthus primigenius Blum., левые M_2 и M_3, вид с жевательной поверхности: маленький M_2, большой M_3 [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XV

Табл. XV. Вид нижней челюсти Mammuthus primigenius Blum. с жевательной поверхности. В левой половине M_2 и M_3 (нет первой пластины); в правой M_2 целый (M_3 отсутствует). Крупным планом показан M_2 правый [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XVI

1

2

3

Табл. XVI. Верхний неполный зуб правой половины Mammuthus primigenius Blum. — M^2. Сохранилось $^1/_2$ зуба с $10^1/_2$ пластинами: 1 — вид с жевательной поверхности, 2 — вид с внутренней стороны, 3 — вид с внешней стороны [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XVII

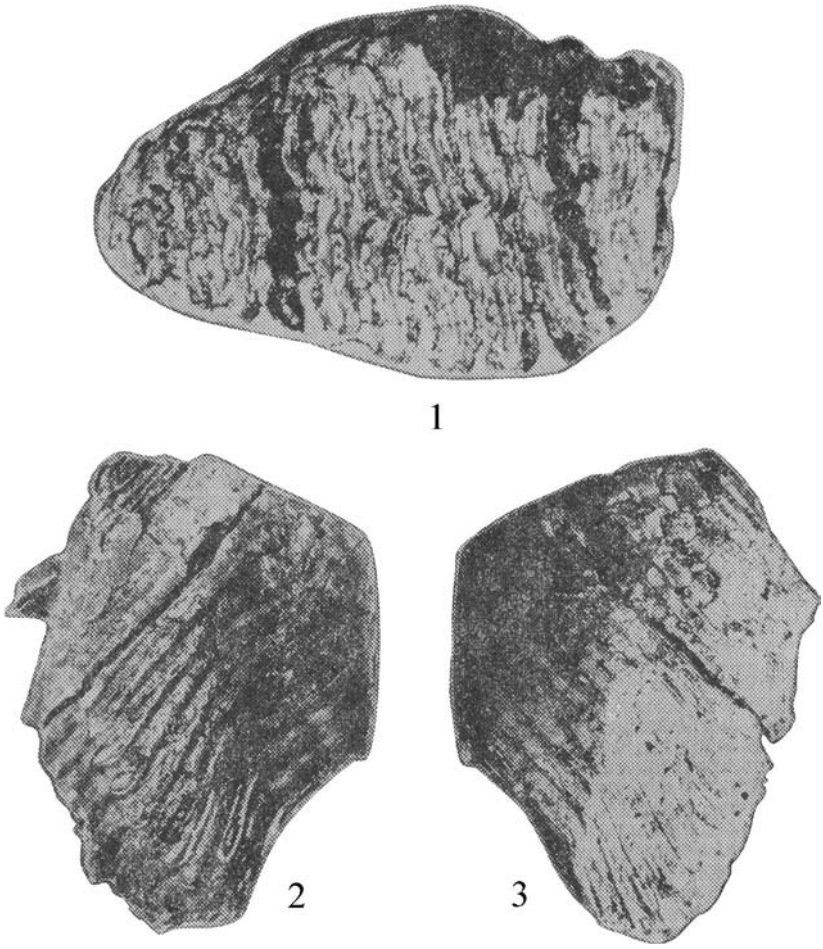


Табл. XVII. Верхний зуб правой половины Mammuthus primigenius Bium. — M^3. Сохранилось более $^2/_3$ зуба с $17^1/_2$ пластинами. 1 — вид с жевательной поверхности, 2 — вид с внутренней стороны, 3 — вид с внешней стороны [Итоги изучения…, 1985].

Таблица XVIII

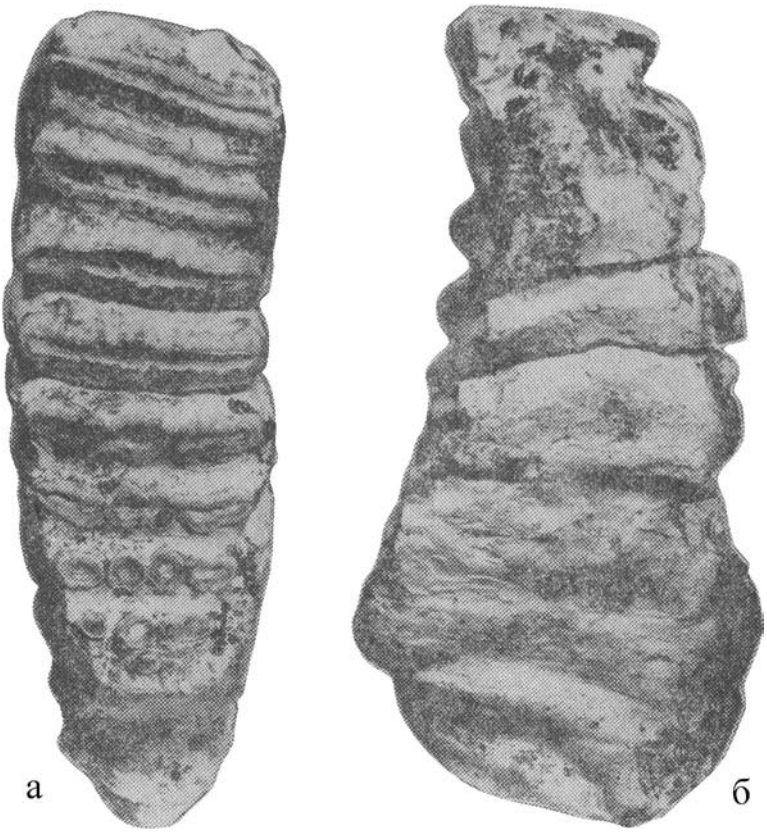


Табл. XVIII. Слон Громова Archidiskodon gromovi Garutt et Alexeeva. Последний нижний правый заднекоренной зуб — M^3. Стерлибашевский район БАССР: а — вид с жевательной поверхности; б — вид сбоку [Гарутт, Урбанас, 1989 г.].

Таблица XIX

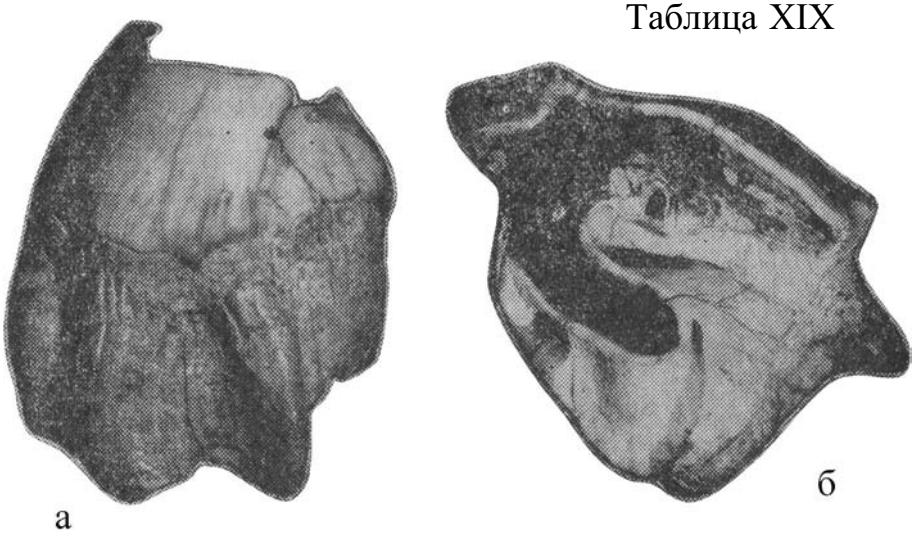


Табл. XIX. Зуб носорога Мерка, найденный в долине р. Уфы, вблизи города, в аллювии переуглубленной долины [Исмагилова, Кожамкулова, 1989 г.].

Таблица XX

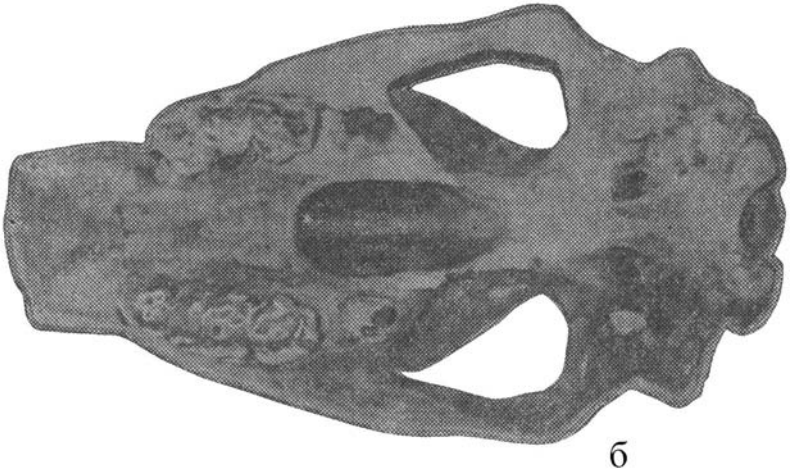


Табл. XX. Череп шерстистого носорога, найденный на р. Ашкадар у д. Златоустовки: а — вид сверху, б — вид с нёбной стороны [Гарутт, 1984 г.].

Таблица XXI

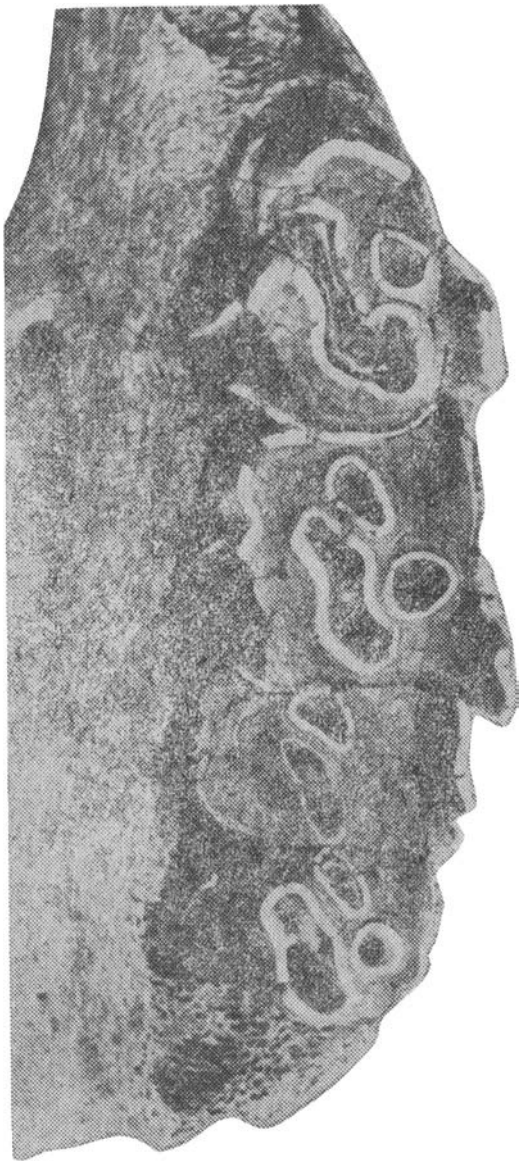


Табл. XXI. Часть черепа шерстистого носорога с нёбной стороны с последним предкоренным и всеми коренными зубами. Найден у д. Златоустовки [Гаррут, 1984 г.].

Таблица XXII

Табл. XXII. Часть скелета бизона Bison priscus Boj из карьера возле д. Табулда [Исмагилова, Приказчикова, 1982 г.].

Таблица XXIII

Табл. XXIII. Нижний конец плечевой кости бизона. Вид спереди. Найден у руч. Сухой Кундряк у д. Табулда [Кожамкулова, 1982 г.].

Таблица XXIV

Табл. XXIV. Метакарпальная кость табулдинского бизона: а — вид сзади, б — вид спереди [Кожамкулова, 1982 г.].

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДУРАЛЬЯ

Палеомагнитные исследования плиоцен-плейстоценовых отложений Предуралья проводятся с 1970 г. За это время (вместе с В. Л. Яхимович) построена магнитостратиграфическая схема плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений внеледниковой зоны Предуралья. Схема рассмотрена на различных стратиграфических и палеомагнитных совещаниях и принята МСК.

В последние годы была поставлена задача детального расчленения плейстоцена и голоцена с помощью палеомагнитного метода. Работы эти продолжаются и в настоящее время.

Многими палеомагнитологами, работающими в области стратиграфии, и мною в том числе, обнаружено, что в эпоху Брюнес (эпоха прямой полярности геомагнитного поля) наблюдаются интервалы с отклонением геомагнитного поля от поля нормального центрально-осевого диполя. Исследователи склонны считать по ряду причин, что такие «аномалии» имеют геофизическую природу и потому названы «экскурсами» геомагнитного поля в древности. Экскурсы могут внести вклад в познание теории магнитного динамо и служить прекрасными реперами при детальных стратиграфических корреляциях.

Вполне понятно, что при разработке детальной магнитостратиграфической шкалы, такая работа должна проводиться на опорных разрезах. Опорные разрезы предполагают хорошую биостратиграфическую охарактеризованность вскрытых в них слоев. В качестве таких разрезов могут быть использованы естественные обнажения, археологические раскопы, скважины, в которых имеются находки остатков руководящей фауны или другие датировки.

Приводимые результаты исследований касаются Башкирского Предуралья, долины р. Урал в Прикаспии, а также частично Прикамья. В Прикамье также использовано несколько разрезов скважин с общими палеомагнитными определениями (Е. А. Блудорова, П. Г. Ясонов).

Сопоставление всех изученных разрезов плейстоцена в Прикаспии и Прикамье с разрезами Башкирского Предуралья проведены В. Л. Яхимович.

Палеомагнитные исследования осуществлялись по общепринятой методике [А. Н. Храмов, Л. Е. Шолпо, 1967]. Методы и пара-

метры магнитной чистки определялись исходя из анализа состава пород. В изучении вещественного состава большую помощь оказал Саратовский государственный университет (термический и рентгенографический анализы). В исследованиях конкретных минералов-носителей намагниченности основная роль принадлежит Б. В. Бурову (Казанский государственный университет) и Л. С. Кондручиной (Ин-т геологии БНЦ УрО АН СССР).

Анализы носителей намагниченности показали, что в породах плейстоцена и голоцена имеется довольно широкий спектр ферромагнитных частиц. Наблюдается некоторое разнообразие спектров в разных разрезах. Основными носителями намагниченности являются магнетит и гематит. Они и отвечают за первичную, естественную остаточную намагниченности (In_0). Вторичная компонента обуславливается включением гидроокислов железа, пирита и сидерита.

Казалось бы, что особую настороженность требуют породы вмещающие археологические памятники. В них пеплы и обожженные глины. Однако и в них ферромагнитный состав пород достаточно однообразен.

Таким образом, в формировании естественной остаточной намагниченности плейстоценовых и голоценовых пород в Предуралье принимают участие минералы магнетит-гематитовой серии. Размерность зерен — от тонкодисперсных до крупных. Оптимальный вариант магнитной чистки в таких случаях — временная плюс температурная. Параметры временной чистки — 1–1,5 месяца выдержки образцов против лабораторного поля. Параметры термочистки — нагрев в режиме (230–280)°С в течение 1 часа с последующим охлаждением до комнатной температуры в пространстве со скомпенсированным земным магнитным полем.

Анализы результатов исследования ферромагнитных спектров и магнитных чисток позволяют полагать, что вторичная намагниченность в породах преимущественно вязкого характера. Вязкая компонента составляет, примерно, 20–40% от начальной остаточной намагниченности. Изучался характер поведения вязкой намагниченности в лабораторном магнитном поле в течение 10^6 сек ~12 суток.

Предлагаемая работа подводит итог детальному палеомагнитному изучению 21 разреза плейстоценовых и голоценовых отложений в Предуралье. Из них — 4 голоценовых и 17 плейстоценовых.

Мощности разрезов из естественных обнажений невелики: от 1 до 12 м. В скважинах они достигают 36 м. Несмотря на малые мощности, разрезы, как правило, охватывают достаточно большой временной интервал: от 500 лет до н. э. — голоцен, до 0,8 млн лет — плейстоцен.

Итак, в Башкирском Предуралье наиболее информативными на предмет экскурсов оказались 9 опорных разрезов естественных обнажений и одна скважина. Это разрезы близ сел Султанаево (обнажение и скважина), Старые Тукмаклы, Сухой Кундряк,

Минзитярово, Базитамак, Красный Яр, Горнова, Чуй-Атасево (2 разреза); два разреза из археологических памятников — это «городище Муллино» и «Романовка».

В Прикаспии как опорные выделены три разреза. Это разрезы близ сел Мергенёво, Чапаев и Кожехарово. В Прикамье — разрезы скважин: Байсарово (скв. 107), Моркваши (скв. 53), Битяки (скв. 42 и 54) и два из археологических памятников: «Городище Зуевы Ключи» и «Городище Каменный Лог» (рисунок).

Естественная остаточная намагниченность изученных отложений составляет $(1–30)\cdot10^{-6}$ ед. CGSM, остаточная восприимчивость (χ) — $(10–80)\cdot10^{-6}$ ед. CGSM, В результате магнитных чисток в палеомагнитных разрезах эпохи Брюнес на разных стратиграфических уровнях прослеживаются интервалы с обратной или промежуточной (аномальной) полярностями In_0.

От раннего плейстоцена до голоцена, т. е. выше границы Матуяма-Брюнес, таких интервалов (назовем их условно «зонами») насчитывается в регионе 10. Всем им даны местные названия по географическому или археологическому признакам.

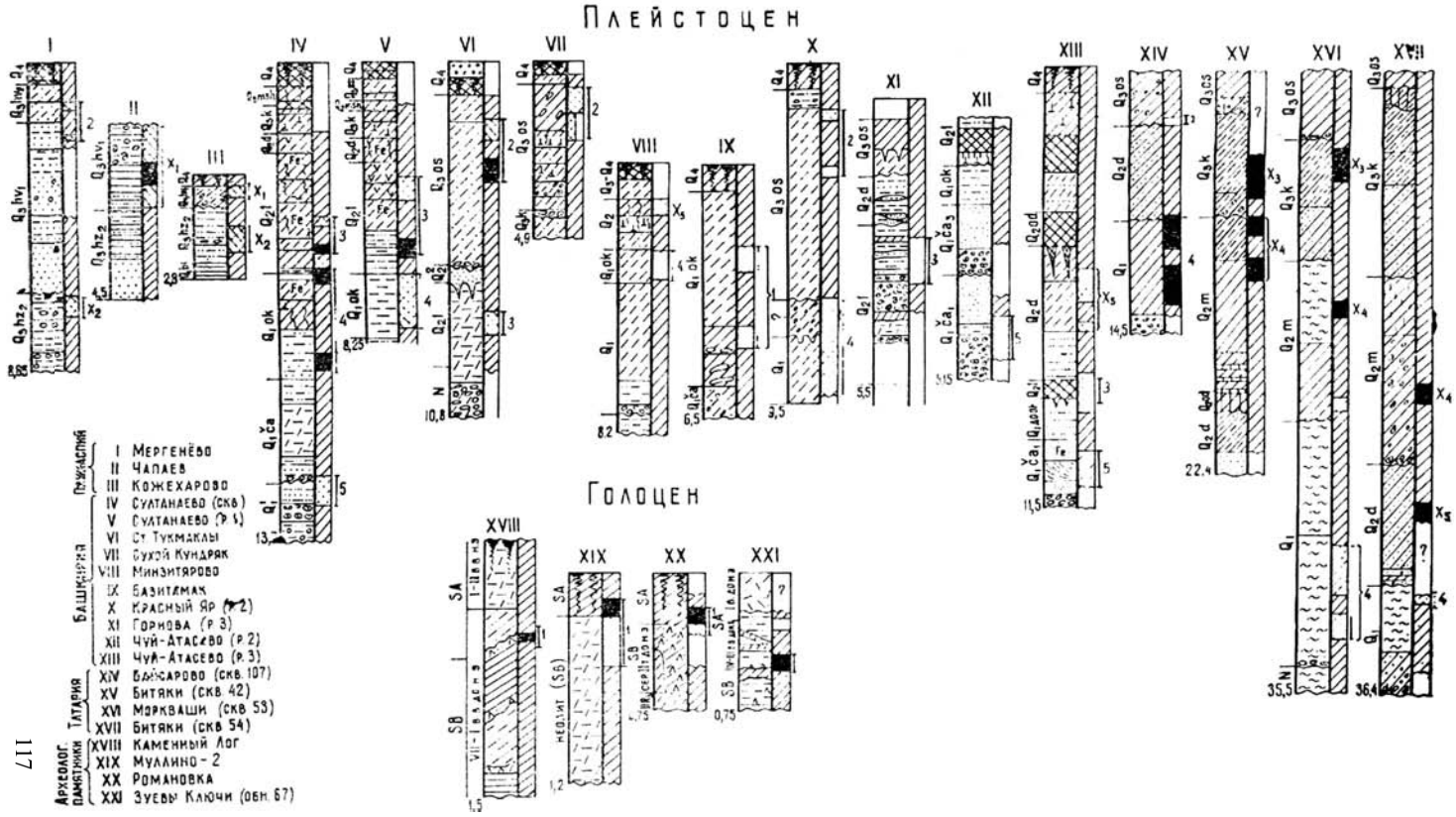
Наиболее достоверные из них вошли в сводную таблицу экскурсов по СССР [Г. З. Гурарий, Т. Б. Нечаева и др. 1988][*]. Самая молодая из них обнаружена в голоцене по разрезам археологических памятников. Это зона 1 — «Ананьино». Зона прослеживается по четырем разрезам. Разрезы отстоят друг от друга на десятки километров. Зона приурочена к отложениям с ананьинской культурой I–II вв до н. э. Стратиграфически она приходится на пограничную область суббореала (SB) у субатлантика (SA). По строению разрезы несколько различаются. Чаще всего они содержат небольшие интервалы обратной и промежуточной полярностей, что выявляется только при сплошном отборе образцов, мощностью 10–15 см. При сопоставлении со сводной шкалой экскурсов зона идентифицируется с экскурсом «Этруссия» (*) (см. рисунок, разрезы XVIII–XXI).

Зона 2 «Кундряк» обнаруживается по 5 разрезам. Локализуется в пограничной области голоцена и плейстоцена в верхней части осташковского горизонта (см. рисунок разр. I, VI, VII, X, XIV). Возраст — порядка 12 тыс. лет. По спорово-пыльцевым спектрам соответствует последнему похолоданию «Аллерёд» [В. К. Немкова, 1986]. Зона имеет сложное строение, как правило — двойная, т. е. состоит из двух аномальных интервалов (иногда один из них обратный), разделенных интервалом прямой полярности геомагнитного поля. При сопоставлении со шкалой экскурсов отвечает экскурсу «Готенборг» (*).

Зона X_1 — «Чапаевский» прослеживается по двум разрезам в Прикаспии в Хвалынском горизонте (см. рисунок, разрезы II и III). Возраст — порядка 42 тыс. лет. Эта зона более протяженна по сравнению с двумя предыдущими. Имеет сложное строение на фоне аномального поля выделяется интервал четкой обратной

[*] Ниже в тексте ссылки на эту работу будут обозначаться (*).

Экскурсы в эпоху Брюнес в Предуралье



полярности. В другом случае (см. рис. 1, разрез III) зона выражена слабо в силу сокращенной мощности разреза по сравнению с первым. В сводной таблице экскурсов сопоставляется с экскурсом «Каргополово» (*).

Зона X_2 — «Мергени» описана по двум разрезам Прикаспия в верхнехазарских отложениях (см. рисунок, разрезы I и III). Возраст порядка 110 тыс. лет представляет собой аномальную зону небольшой мощности — 1м. В сводной таблице экскурсов отвечает экскурсу «Блейк» (*).

Зона X_4 — «Битяки» обнаруживается по 3 разрезам скважин Татарии (см. рисунок, разрезы XV, XVI, XVII) в московском горизонте позднего плейстоцена. В разрезе XV она двойная. Состоит из двух обратнонамагниченных интервалов, разделенных слоем прямой полярности In_0. По мощности зона достаточно протяженна — порядка 2 м. В двух других разрезах она состоит из одного интервала обратной полярности небольшой мощности (~0,5). Это, видимо, связано с различной полнотой разрезов, включающих зону «Битяки». Возраст зоны, примерно, 180 тыс. лет. В сводной таблице экскурсов сопоставляется с экскурсом «Бива 1» (?) (*).

Зона X_5 — «Ярский» наблюдается в днепровских слоях по 3 разрезам (см. рисунок, разрезы XIII, VIII, XVII). Возраст — порядка 270 тыс. лет. В обнажении VIII и скважине XIII — аномальная. В скважине XVII зона имеет обратную полярность In_0.

Вариация знаков одной и той же зоны может зависеть от литологической неидентичности и разной степени сохранности пород. В сводной таблице экскурсов зона «Ярский» сопоставляется с экскурсом «Чаган» (*).

Зона 3 — «Тукач» выявлена по 5 разрезам Башкирского Предуралья в лихвинском горизонте. (см. рисунок, разрезы IV, V, VI, XI, XIII). Возраст порядка 350 тыс. лет. В разных разрезах она построена по-разному. Так, например, в обнажении и скважине близ д. Султанаево (разрезы IV и V) она построена одинаково, но имеет разную мощность (в обнажении сокращена примерно вдвое). Зона сложена тремя интервалами различной полярности: обратной, прямой и аномальной. В трех других разрезах подсекается только аномальный интервал. В сводной таблице экскурсов идентифицируется с экскурсом «Бива II — Бива III» (*).

Зона 4 — «Чуй-Атасевский» прослеживается по 8-ми естественным обнажениям. Локализуется в окском горизонте (см. рисунок, разрезы IV, V, VIII, IX, X, XIV, XVII), Примерный возраст 470 тыс. лет. Зона довольно протяженная 2–2,5 м. Чаще всего двойная. В разрезах IV и XIV она состоит из двух обратнонамагниченных интервалов, разделенных промежутком прямой полярности. В разрезах IX и XVI — из двух аномальных интервалов, тоже разделенных промежутком прямой полярности. В остальных случаях она представлена одним интервалом аномальной полярности различной протяженности. Протяженность зависит от условий осадконакопления в различных местах. В сводной таблице экскурсов отвечает экскурсу «Уреки» (*).

Зона 5 — «Базы» обнаруживается по трем разрезам раннего плейстоцена в слоях древнее окских (см. рисунок, разрезы IV, XII, XIII). Она небольшой длительности ~ 0,5 м, имеет аномальное направление геомагнитного поля. Возраст порядка 560 тыс. лет. В сводной таблице экскурсов может отвечать экскурсам «Елунино-5» или «Елунино-6» (?) (*).

Зона X_3 — «Моркваши» отмечается по двум скважинам в калининских слоях позднего плейстоцена (см. рисунок, разрезы XV, XVI). В обоих случаях она имеет обратную полярность. В сводной таблице экскурсов аналога не имеет.

Число повторений аномальных или обратных зон в эпоху Брюнес в том или ином временном интервале имеет в большинстве случаев прямую зависимость от числа изученных разрезов, т. е. в одновозрастных разрезах зона повторяется. Поэтому дальнейшие исследования в этом направлении должны, по всей видимости, работать на статистику и уточнение индивидуального лица каждой конкретной зоны. Индивидуальное лицо каждого экскурса дало бы возможность расчленять более детально молодые отложения, не имеющие уверенных биостратиграфических привязок — это в региональном аспекте для стратиграфических целей. Доказательность существования экскурсов геомагнитного поля в глобальном масштабе позволила бы по-новому читать историю магнитного поля Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эта книга завершает определенный этап исследований по кайнозою Предуралья обобщениями всего накопленного материала по флорам и растительности; по плиоценовым и плейстоценовым фаунам остракод, мелких и крупных млекопитающих; по разработке тонкой структуры геомагнитного поля в эпоху Брюнес и радиоуглеродному датированию позднеплейстоценовых и голоценовых отложений.

Итоги изучения флоры и растительности позволили установить закономерную смену ландшафтов и климатов для всех стратиграфических интервалов в полосе Предуралья от берегов Каспийского моря на юге, до Баренцева на севере, т. е. почти во всех ландшафтных зонах северного полушария Земли. Прежде всего здесь четко выделяется последовательная трехкратная смена флор: полтавской, арктотретичной тургайской и современной (s. lato). Внутри них выделяются этапы развития каждой флоры, характеризующиеся появлением новых видов и постепенным выпадением реликтовых форм, унаследованных от предыдущего этапа.

Полтавская вечнозеленая флора здесь господствовала в палеоцене и эоцене. В позднем эоцене отмечена ее ксерофитизация и развитие пустынь. В начале олигоцена во флоре появляются листопадные элементы (похолодание и увлажнение климата, который все же остается достаточно теплым, значительно теплее современного). На смену вечнозеленой растительности приходят листопадные широколиственные леса тургайского типа с буком, грабом, кленом, ореховыми (Iglans, Carya, Pterocarya и др.), каштанами, камптониями, с довольно большим содержанием хвойных (Taxodium, Glyptostrobus, Pinus sect. Haploxylon, Sequoia), в которых сохраняются еще древние голосеменные (Ginkgo, Podocarpus, некоторые древние сосны), отдельные вечнозеленые растения (Myrtus, Sterculia и Др.) и многочисленные теплолюбивые спутники широколиственных лесов, такие как: Rhus, Ilex, Nyssa, Celtis и др. Эта арктотретичная флора получила название широколиственной тургайской. Она характерна для олигоцена и миоцена. В составе ее прослеживаются этапы развития: расцвета (время формирования куюргазинской и ворошиловской свит) и трансформации (ушкатлинская свита). Эта трансформация начинается с выпадения из ее состава древних голосеменных и хвойных, а также вечнозеленых элементов. Широколиственные виды постепенно дос-

тигают расцвета. Затем появляются и расширяют свой ареал ранее единично встречающиеся узколиственные (Betula, Salix, Alnus), которые постепенно вытесняют основные группы широколиственных; появляются молодые хвойные — Pinus sect. Diploxylon, Picea, Abies и, наконец, травянистые (поздний миоцен).

Если судить по разрезам Предуралья существенный этап трансформации тургайской флоры начался со времени накопления ушкатлинской свиты (вероятно отвечающей началу сармата). Этот этап охватывает и дивеевскую угленосную серию, более молодую, чем предуральская, выделенную в Горьковской области О. Е. Чумаковым и П. И. Дорофеевым, изучавшим флоры из свит этой серии (см. колонку «Горьковское Поволжье» в «Межрегиональной стратиграфической схеме неогена Предуралья».

Дивеевская серия залегает в древних переуглублениях и, судя по составу флоры, охватывает верхний миоцен: частично сармат, мэотис, понт. Более молодые плиоценовые отложения в Предуралье выполняют глубоко врезанную гидрографическую систему, заложившуюся на границе миоцена и плиоцена, выполненную кинельской свитой. Флора из кинельской свиты, изученная П. И. Дорофеевым (палеокарпологически) и В. К. Немковой (по спорово-пыльцевым исследованиям), тоже получила название кинельской. Она, несомненно, плиоценовая, доакчагыльская, понт-киммерийского типа. Ею начинается ранний этап развития современной флоры (s. lato). В современной флоре (s. l.) тоже по выпадению реликтов и появлению новых видов различаются четыре этапа развития: раннекинельский (I–III чебеньковские горизонты), позднекинельский (карламанский и кумурлинский горизонты), собственно акчагыльский (со среднего акчагыла: зилим-васильевский, аккулаевский горизонты, а также воеводский) и собственно современный (s. stricto) (с апшерона до ныне).

В кинельских флорах уже четко выражена широтная зональность в распределении растительности от таежных и смешанных лесов до лесостепей и степей. Тундровые элементы во флоре появляются уже в конце карламанского времени, а тундровые ландшафты — на севере — с конца среднего апшерона.

Выявленные и описанные характерные черты и особенности стратиграфических подразделений (климатолитов) в плиоценовое, плейстоценовое и голоценовое время четко указывают на чередование в начале теплых и холодных или более влажных и более сухих эпох, а затем межледниковых и ледниковых. Вместе с тем несмотря на эту четкую периодичность климатических колебаний время смены описанных выше трех типов флор отмечает довольно четкие рубежи, указывающие на значительные этапы общего похолодания климата.

Установленные для плиоцена и плейстоцена Предуралья закономерности развития остракод (М. Г. Попова-Львова), кроме стратиграфического их значения для расчленения отложений киммерия, акчагыла, апшерона и плейстоцена и их межрегиональных корреляций, позволяют решать вопросы экологического характера.

Различаются не только морские, солоноватоводные и пресноводные комплексы различных лиманных бассейнов и озер, но также и перигляциальных водоемов, особенно для апшерона и плейстоцена. Так, похолодание климата по фауне остракод отмечено в конце нижнего апшерона (верхнедемский горизонт), в верхнем апшероне и во время всех ледниковий: среднечуй-атасевского, чусовского (окского), ларевского (днепровского), даже в горновском (одинцовском), еловском (московском), сайгатском (калининском), и кудашевском (осташковском) горизонтах. Однако не все горизонты достаточно изучены и даже остались совсем не охарактеризованными октябрьские, минзитяровские и микулинские комплексы остракод, а также верхнедавлекановский (среднеапшеронский).

Филогенетическое развитие удалось проследить для родов Cypria, Limnocythere и Eucypris в позднеплиоценовое и плейстоценовое время.

Для Башкирского Предуралья обобщения сделаны по плейстоценовой фауне грызунов (Mammalia, Rodentia) с выделением здесь двух фаун тираспольского фаунистического комплекса, более молодая из которых содержит Arvicola mosbachensis Schm. (в верхнечуй-атасевском горизонте), а также фаун хазарского (бельский-лихвинский горизонт), мамонтового и современного комплексов (А. Г. Яковлев).

По крупным млекопитающим проанализированы имеющиеся материалы и выделены из них наиболее важные находки с первостепенным значением для стратиграфии (Г. М. Исмагилова). Здесь найдены представители фауны хапровского фаунистического комплекса со слоном Громова (разрез Караяр-Мустафино). Представители этого комплекса, как и более молодого — одесского, известны в Башкирии в основном по богатым комплексам мелких млекопитающих, изученных В. П. Суховым из Аккулаевского, Симбугинского и других местонахождений.

Богато представлена в Башкирии фауна тираспольского фаунистического комплекса в основном из аллювия прарек. Известно много находок зубов (долина р. Ик у дер. Муллино, Урусу и др.) и даже скелета (Минзитярово) Archidiskodon trogcntherii (Pohl.) т. е. слона Вюста. В долине р. Ик в районе г. Октябрьский у с. Муллино они найдены вместе с зубами Elasmotherium sibiricum Fich. и Panthera sp. К этому комплексу относится и находка зуба носорога Мерка (= Dicerorinus mercki (Taeger) = D. kirchbergensis (Taeger), найденного в долине р. Уфы.

В Башкирии известны также довольно богатые нижнеплейстоценовые тираспольского типа фауны Чуй-Атасевского местонахождения мелких млекопитающих двух эволюционных уровней (см. выше). Довольно хорошо выражен в Предуралье и более молодой хазарский фаунистический комплекс, характерный для бельского (лихвинского) горизонта с Mammuthus chozaricus Dubrovo, Bison priscus Iongicornis W. Grom. (= B. gigas Florov), Equus chosaricus W. Grom., Saiga sp. и др., а на Севере Предуралья в этом комплексе встречается Palaeloxogon sp. Элементы этого комплекса

встречаются также в горновском одинцовском горизонте в комплексе уже с основными представителями мамонтового комплекса. Такой комплекс переходного типа В. И. Громов [1948] называл мустьерским. Самое широкое развитие, судя по многочисленным находкам, все же здесь имела фауна мамонтового комплекса обеих (ранней и поздней) стадий с большим набором общеизвестных животных, относящихся к этому комплексу. Следует отметить, что самый молодой возраст носорога в этом комплексе, определен на р. Ашкадар у д. Златоустовка в 12330±120 лет (Баш ГИ-107). Это указывает на одновременное вымирание на юге Предуралья шерстистого носорога и мамонта.

В этой книге подводятся также итоги радиоуглеродных исследований (Э. К. Латыпова, В. Л. Яхимович, В. К. Немкова, Т. В. Тертычная). Применение их позволило получить много интересных результатов.

1. Определен возраст табулдинских и кудашевских слоев (горизонтов) плейстоцена региональной схемы Предуралья (Э. К. Латыпова, В. Л. Яхимович и др.), а также аллерёда и всех фаз голоцена шкалы Блитта-Сернандера (но не границы их) (Э. К. Латыпова, В. К. Немкова).

2. Установлено время развития культур мезолита, энеолита, неолита и некоторых более молодых (В. К. Немкова, Г. Н. Матюшин, В. Л. Яхимович).

3. Датированы придонные торфа многих торфяных залежей в Предуралье (от бореала до субатлантика); установлен возраст пограничных горизонтов и скорости торфообразования (В. К. Немкова, Э. К. Латыпова).

Исследования по тонкой структуре геомагнитного поля в эпоху Брюнес (Ф. И. Сулейманова) позволили выделить до 10 экскурсов в Предуралье, имеющих большое значение для межрегиональных и внутризональных корреляций разрезов плейстоцена и голоцена. Семь из них приняты в палеомагнитную шкалу. Особенно замечателен один из них — Ананьино, выделенный впервые в разрезах с памятниками ананьинской культуры.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А. К., Ербаева М. А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 187 с.

Александрова Л. П. Грызуны антропогена Европейской части СССР // Тр. ГИН АН СССР, 1976. Вып. 291. 98 с.

Ананова Е. Н. Споры Osmunda cinnamomea L. в межледниковых миндель-рисских отложениях у д. Лихвина // Докл. АН СССР. 1954. Т. 95. № 5. С. 1089–1091.

Ананова Е. Н. Флора и растительность района нижнего течения р. Камы в среднем плиоцене (по данным палинологического анализа) // Ботанический ж. 1956. № 7. С. 976–991.

Ананова Е. Н. Флора типа «перигляциальной» из древнечетвертичных отложений Камы // Проблемы ботаники. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959. Вып. 4. С. 92–128.

Ананова Е. Н. О флоре и растительности Русской равнины в плиоцене (по палинологическим данным) // Докл. сов. палинологов в I междунар, палинолог. конфер. (Таксон, США). М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 137–144.

Антропоген Евразии / Под. ред. М. А. Камалетдинова, В. Л. Яхимович. М.: Наука, 1984. 216 с.

Ахметьев М. А., Братцева Г. М., Гитерман Р. Е. и др. Стратиграфия и флора позднего кайнозоя Исландии. М.: Наука, 1978. 188 с.

Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности в СССР в третичное время // Учен. зап. Казанск. ун-та. 1954. Т. 114. Кн. 4. Ботаника. 362 с.

Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности в третичном периоде на территории СССР. М.: Высш. шк., 1959. 364 с.

Баулин В. В. История «подземного оледенения» Западной Сибири в связи с трансгрессией Арктического бассейна // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 404–409.

Бердовская Г. Н. Палинологическая характеристика плейстоценовых отложений района Нижней Печоры и ее значение для стратиграфии: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1971. 19 с.

Бронштейн З. С. Ostracoda пресных вод // Фауна СССР М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. Т. 11. 339 с.

Васильев В. Н. Происхождение флоры и растительности Дальнего Востока и Восточной Сибири // Материалы по истории флоры и растительности СССР. 1958. Вып. 3. С. 363–457.

Вахрушев Г. В. Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала // Учен. зап. Саратовск. гос. ун-та. 1940. Т. 15. Вып. 2. С. 3–58.

Гарутт В. Е. О находке слона палеолоксодонта в Предуралье // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной части Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1972_1. Вып. 2. С. 19–26.

Гаррут В. Е. Скелет хазарского мамонта Mammuthus cf. chosaricus Dubrovo из среднеплейстоценовых отложений р. Орьи (бассейн р. Камы) // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья /БФАН СССр. Уфа, 1972_2. Вып. 2. С. 34–37.

Гарутт В. Е., Шокуров А. П., Яхимович В. Л. Новые местонахождения тираспольской фауны на границе Башкирии и Татарии // Итоги биостратигра-

фических, литологических и физических исследований плиоцена и плейстоцена Волго-Уральской области / БФАН СССР Уфа, 1977. С. 91–96.

Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. С. 165–177.

Гитерман Р. Е. Некоторые данные по истории растительности низовьев р. Чусовой в четвертичное время // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1953. № 17. С. 91–100.

Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогеновых рек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 414 с.

Грищенко М. Н. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде // Материалы по четвертичному периоду СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Вып. 3. С. 145–167.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. (Млекопитающие, палеолит). М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с. (Труды / ГИН АН СССР. Сер. геол. Вып. 64. № 17).

Гуслицер Б. И. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена южной части Печорского Урала // Вопросы стратиграфии и кореляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1972. Вып. 2. С. 56–76.

Гурарий Г. З., Нечаева Т. Б. и др. Тонкая структура древнего геомагнитного поля: современное состояние и проблемы // Геомагнетизм. Теоретические и практические аспекты. Киев: Наукова Думка, 1988. С. 98–111.

Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Нижней Камы // К 75-летию акад. В. Н. Сукачева. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956_1. С. 171–181.

Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Самарской Луки // Докл. АН СССР, 1956_2. Т. 110. № 4. С. 665–667.

Дорофеев П. И. Новые данные о плиоценовой флоре Камы // Докл. АН СССР. 1957. Т. 117. № 3. С. 487–490.

Дорофеев П. И. О плиоценовой флоре Башкирского Предуралья // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960. Вып. 5. С. 15–31.

Дорофеев П. И. Третичные флоры Западной Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 346 с.

Дорофеев П. И. Развитие третичной флоры СССР по данным палеокарпологических исследований: Автореф. дис... докт. геол.-минер. наук. Л., 1964. 43 с.

Дорофеев П. И. Новые данные о плиоценовой флоре Башкирии. Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М.: Недра, 1965. С. 191–219.

Ербаева М. А. История антропогеновой фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.

Жидовинов Н. Я., Курлаев В. И., Коваленко Н. Д. О доакчагыльских плейстоценовых отложениях Северного Прикаспия // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов. Изд-во Сарат. ун-та, 1966. Вып. 3. Ч. 3. С. 82–139.

Зажигин В. С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири // Тр. ГИН АН СССР, 1980. Вып. 339. 154 с.

Ильинская И. А. Неогеновые флоры Закарпатской области УССР. Л.: Наука, 1968. 122 с.

Итоги изучения разрезов плейстоцена Башкирии с остатками элефантид / Под ред. М. А. Камалетдинова, В. Л. Яхимович / БФАН СССР. Уфа, 1985. 79 с.

Казьмина Т. А. Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 107 с.

Климанов В. А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ. Сер. географ. 1976. № 2. С. 92–98.

Климанов В. А., Елина Г. А. Изменения климата на северо-западе Русской равнины в голоцене // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 5. С. 1162–1167.

Колесникова Т. Д. Неогеновые и четвертичные флоры Башкирии: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук / Ботан. ин-т АН СССР. Л., 1957. 15 с.

Коптелова С. Н. Четвертичные плиоценовые отложения Манычского прогиба

(р-н оз. Маныч-Гудило): Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. Ростов, 1956. 26 с.

Кузнецова Т. А. Спорово-пыльцевые комплексы плиоценовых отложений Нижней Камы // Докл. АН СССР. 1959_1. Т. 124. № 1. С. 187–190.

Кузнецова Т. А. Стратиграфическое значение пыльцы и спор плиоценовых отложений Татарии и прилегающих районов // Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол. 1959_2. Вып. 8. С. 89–101.

Кузнецова Т. А. К характеристике флоры акчагыльских отложений Нижней Камы и Куйбышевско-Саратовского Заволжья // Докл. АН СССР. 1959_3. Т. 129. № 4. С. 888–891.

Кузнецова Т. А. Новые данные к флоре акчагыльских отложений Среднего Поволжья // Докл. АН СССР. 1960. Т. 133. № 5. С. 1158–1160.

Лосева Э. И. Опорные разрезы плейстоцена на Среднем Тимане // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений Северной и Южной частей Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1976. С. 165–218.

Малеева А. Г., Попова В. Н. Позднеплейстоценовая водяная полевка-Arvicola terrestris. L. из состава «смешанной» фауны Среднего и Южного Зауралья // Фауна Урала и Европейского Севера. Свердловск: Изд-во Свердловского университета, 1975. сб. 3. С. 80–102.

Малеева А. Г., Филева Н. О. Особенности строения коренных зубов у позднеплейстоценовой желтой пеструшки Южного Зауралья // Фауна Урала и Европейского Севера. Свердловск: Изд-во Свердловского университета, 1979. С. 79–92.

Малеева А. Г., Елкин Ю. А. Водяная полевка среднего и позднего плейстоцена в местонахождениях Зауралья и систематические взаимоотношения среднеплейстоценовых, позднеплейстоценовых и современных форм рода Arvicola (Rodentia, Nicrotinae) // Грызуны и зайцеобразные позднего кайнозоя. Л., 1986. С. 59–97. Тр. Зоол. института АН СССР. Т. 156.

Маркова А. К. Изменение морфологии зубов водяных полевок на протяжении плейстоцена // Вопросы палеогеаграфии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука 1981. С. 110–128.

Мелкие млекопитающие Уральских гор (экология млекопитающих Урала) / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. 100 с.

Милюкова Н. М. К стратиграфии четвертичных отложений, развитых в бассейне верхнего течения р. Печоры // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала. М.: Недра, 1965. С. 25–36.

Москвитин А. И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 211 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 12).

Негадаев-Никонов К. Н. О значении фауны остракод для исследования четвертичных и плиоценовых, лимано-озерных осадков юго-востока Русской платформы // Материалы Всес. совещ. по изуч. четврт. периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1.

Негадаев-Никонов К. Н. Остракоды континентального плейстоцена юга Европейской части СССР. Кишинев: «Штиинца», 1974. 215 с.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 404 с.

Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Добкина Э. И. Шуваловское болото // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 69–80.

Немкова В. К. Кинельские флоры низовья р. Уфы // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960_1. Вып. 5. С. 41–46.

Немкова В. К. К спорово-пыльцевой характеристике кинельских отложений (материалы по Хабаровскому буроугольному месторождению из Оренбургской области) // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960_2. Вып. 5. С. 33–40.

Немкова В. К. К вопросу о растительности времени формирования колвинской свиты (по разрезу у пос. Тобседа) // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1972. Вып. 1. С. 15–31.

Немкова В. К. История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 259–275.

Немкова В. К. Стратиграфия поздне- и послеледниковых отложений Предуралья // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1978. С. 4–45.

Немкова В. К. Флора и растительность Предуралья в плиоцене, плейстоцене и голоцене // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука 1981. С. 69–77.

Немкова В. К., Климанов В. А. Характеристики климата Башкирского Предуралья в голоцене // Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1988. С. 65–71.

Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957. 205 с.

Николаева К. В. Этапы развития растительности антропогена на территории Печорского Приуралья: Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. Казань: КГУ, 1967. 21 с.

Огнев С. И. Звери СССР и прилежащих стран. Т. 7. Грызуны. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 706 с.

Панова Н. К. История лесной и болотной растительности центральной горной провинции в голоцене (по данным спорово-пыльцевого анализа торфа): Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук / УНЦ. Свердловск, 1987. 23 с.

Петренко А. А. Об условиях образования осадков эпохи континентального выветривания Приорского района // Проблемы сов. геологии. 1936. № 3.

Петренко А. А. Геологический очерк Орско-Домбаровского промышленного района // Зап. Всеросс. мин. об-ва. Сер. 2. 1939. Т. 18.

Петренко А. А. Геологическое строение Северных Мугоджар (Казахская часть Южного Урала) // Труды лабор. геолог. угля АН СССР. Вып. 1. 1953.

Плейстоцен нижнего течения р. Урал / В. Л. Яхимович, В. К. Немкова, П. И. Дорофеев и др. / БФАН СССР. Уфа, 1986. 134 с.

Плейстоцен Предуралья / В. Л. Яхимович, В. К. Немкова, А. В. Сиднев и др. / М.: Наука, 1987. 112 с.

Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области / Под ред. М. А. Камалетдинова, В. Л. Яхимович. М.: Наука, 1984. 176 с.

Попов А. И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении реки Печоры // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М.: МГУ, 1963. С. 24–49.

Попова А. И. К истории растительности Северной Якутии в кайнозое (по палинологическим данным) // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 467–470.

Попов В. А. Млекопитающие Волжско-Камского края. Казань: Изд-во АН СССР (Казанский филиал). 1960. 468 с.

Попова-Львова М. Г. Система пойменных и перигляциальных озер эоплейстоцена и плейстоцена Предуралья в свете фауны остракод: Тезисы докладов VII симпозиума по истории озер. Л., 1986.

Попова-Львова М. Г. Анализ комплексов плейстоценовых остракод нижнего течения р. Урал / БФАН СССР. Уфа, 1988.

Пряхин А. И. Мерзлотные деформации в третичных и четвертичных отложениях долин рек Камы, Вятки и Белой // Материалы Всес, совещ. по изучению четвертичного периода СССР. М.: АН СССР, 1961. Вып. 2. С. 221–226.

Региональные подразделения новой стратиграфической схемы плейстоцена Предуралья и некоторые опорные разрезы / Яхимович В. Л., Немкова В. К., Яковлев А. Г. / БФАН СССР. Уфа, 1988. 64 с.

Рековец Л. Н. Микротериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. Киев, Наукова думка, 1985. 168 с.

Семененко В. Н., Певзнер М. А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена понта Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. 1979. С. 5–15.

Смирнов Н. Г., Большаков В. Н., Бородин А. В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 144 с.

Смирнова Т. И. Спорово-пыльцевые спектры плейстоценовых отложений

Воркутинского района // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М.: МГУ, 1966. С. 120–127.

Степанов В. Л. Остракоды акчагыльских отложений Среднего Поволжья и их стратиграфическое значение: Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. Казань, 1965. 18 с.

Степанов В. Л. Соотношение морских и континентальных (акчагыльских и кинельских) отложений Прикаспия, Нижнего и Среднего Поволжья // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 124–138.

Сукачев В. Н. О пограничном горизонте торфяников в связи с вопросом о колебании климата в послеледниковое время // Почвоведение. 1914. № 1/2. С. 15–21.

Сухов В. П. О находке остатков среднеплейстоценовых мелких позвоночных у дер. Красный Бор на р. Каме // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. БФАН СССР Уфа. Вып. 1. 1972. С. 133–135.

Сухов В. П. Мелкие позвоночные плиоцена и плейстоцена Предуралья (первое обобщение) // Стратиграфия плиоценовых и плейстоценовых отложений Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1975. С. 44–59.

Сухов В. П. Позднеплейстоценовые и голоценовые мелкие позвоночные из пещер Западного склона Южного Урала // К истории позднего плейстоцена и голоцена Южного Урала и Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1978. С. 64–86.

Тесленко Ю. В. К изучению миоценовой флоры окрестностей города Жданова // Зап. геол. ф-та Харьковск. ун-та, 1957. Т. 93. Вып. 14. С. 291–293.

Толмачев А. И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. М.; Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1954. 155 с.

Толмачев А. И. О происхождении арктической флоры (когда, где и как возникла арктическая флора?) // Вопросы ботаники. Л.: 1960. Вып. 3. С. 72–74.

Толмачев А. И. и Юрцев Б. А. История арктической флоры и ее связи с историей Северного Ледовитого океана // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. С. 87–100.

Фауна и флора Воеводского (стратиграфия и палеонтология) / Яхимович В. Л. / БФАН СССР. Уфа, 1980. 90 с.

Фауна и флора плиоцена и плейстоцена (опорный разрез Султанаево-Юлушево). М.: Наука, 1983. 151 с.

Хотинский Н. А. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала // Бюлл. комис. по изучению четвертичного периода АН СССР, 1968. № 35. С. 159–167.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. С. 3–257.

Чигуряева А. А. Растительность юго-востока Европейской части СССР в плиоценовое время // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960. Вып. 5. С. 59–86.

Чигуряева А. А., Скиданова Е. А., Яхимович В. Л. Материалы к истории растительности юго-востока европейской части СССР в среднеплейстоценовое время // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960. Вып. 5. С. 109–128.

Шевченко А. И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7–59.

Юрцев Б. А. Гипоарктический ботанико-географический пояс и происхождение ею флоры. М.; Л.: Наука, 1966. 94 с.

Яковлев А. Г. К истории развития рода Arvicola в плейстоцене Башкирского Предуралья // Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья / БНЦ УрО АН СССР, Уфа, 1988. С. 17–23.

Якубовская Т. А. О миоценовой флоре Окско-Донской равнины // Материалы по геологии и полез. ископ. Центральных районов европейской части СССР. М., 1970. Вып. 6. С. 224–232.

Яншин А. Л. Геологическая история Южного Урала в третичном периоде // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 4.

Яншин А. Л., Яхимович В. Л. Палеогеновая и неогеновая системы Южного

Урала и Предуралья // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 13. Ч. 1. Башкирская и Оренбургская обл.

Ятайкин Л. М. Флора и растительность кинельского времени в районе Нижней Камы // Докл. АН СССР, 1961_1. Т. 136. № 4. С. 911–914.

Ятайкин Л. М. Развитие флоры и растительности в плиоценовое время в районе Нижней Камы // Учен. зап. Казан. ун-та, 1961_2. Т. 121. Кн. 9. С. 169–194.

Ятайкин Л. М. Флора и растительность акчагыльского века в районе Нижней Камы // Науч докл. высш. школы. биол. науки, 1962. № 1. С. 135–139.

Яхимович В. Л. О структуре Предуральской депрессии в связи с изучением мезо-кайнозойских отложений // Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии / БФАН СССР. Уфа, 1957. Вып. 1. С. 55–64.

Яхимович В. Л. Стратиграфия третичных отложений Башкирского Предуралья и закономерности их размещения в связи с молодыми движениями земной коры // Кайнозой Башкирского Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1958. Т. 1. Ч. 2. 176 с.

Яхимович В. Л. Кайнозой Башкирского Предуралья: Автореф. дис… докт. геол.-минер. наук. Л.: ВСЕГЕИ МГ и ОН СССР, 1959. 38 с.

Яхимович В. Л., Немкова В. К., Дорофеев П. И., Попова-Львова М. Г. Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита) // Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Недра, 1965. Т. 2. Ч. 2. 316 с.

Яхимович В. Л., Немкова В. К., Вербицкая Н. П. и др. Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозое // Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Наука. 1970. Т. 2. Ч. 3. С. 136.

Яхимович В. Л. Об абсолютном возрасте аналогов молого-шекснинских отложений в Предуралье // Радиоуглерод: Материалы Всес. совещ. Вильнюс, 1971. С. 233–236.

Яхимович В. Л., Чигуряева А. А. Геологические условия захоронения остатков слона Paleoloxodon в Предуралье // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1972. Вып. 2. С. 27–34.

Яхимович В. Л., Немкова В. К., Семенов И. Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М.: Наука, 1973. 100 с.

Яхимович В. Л., Немкова В. К., Попова-Львова М. Г. и др. Разрез верхнего плиоцена-плейстоцена вблизи районного села Кармаскалы в Башкирии: Препринт / БФАН СССР. Уфа, 1981. 29 с.

Яхимович В. Л., Немкова В. К. Средне- и верхнеплейстоценовые отложения Башкирского Предуралья // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 184–196.

Яхимович В. Л., Немкова В. К. и др. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. С. 5–173.

Яхимович В. Л., Сулейманова Ф. И. Магнитостратиграфический разрез плиоцена и нижнего плейстоцена внеледниковой зоны Предуралья // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. С. 59–69.

Яхимович В. Л., Немкова В. К., Блудорова Е. А., Чигуряева А. А. Изменения ландшафтов и климатов апшерона и плейстоцена Волго-Уральской области // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена / БФАН СССР. Уфа, 1986. С. 5–11.

Яхимович Н. Н. О находке остатков Parelephas trogontherii (Pohl.) на р. Сухайле // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала / БФАН СССР. Уфа, 1960. Вып. 5. С. 133–138.

Яхимович Н. Н. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений восточного склона Южного Урала: Автореф. дис… канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1965.

Яхимович Н. Н. Стратиграфическое положение находок Mammuthus chosaricus Dubrovo на Южном Урале // Стратиграфия и корреляция плиоцена и плейстоцена Предуралья / БФАН СССР. Уфа, 1976. С. 20–25.

Яхимович В. Л., Немкова В. К., Яковлев А. Г. Региональные подразделения новой стратиграфической схемы плейстоцена Предуралья и некоторые опорные разрезы / БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1988. 65 с.

Heller F. Eine Kleinsäuger-fauna aus den mittleren mosbacher Sanden bei Bibrich-Viesbaden // Mainz. Naturwiss. Arch., 1969. Bd. 8. S. 25–55.

Janossy D. Die Revision jungmittelpleistozäner Vertebratenfauna in Ungarn // Fragm. Min Paleontol., 1976. N 7. P. 29–54.

Koenigswald V. W. Mittelpleistozäne Kleinsäuger-fauna aus der Eichstätt // Mitt. Beyer. Staatssamml. Paläontol. Hist. Geol. Münich 1970. Bd. 10. S. 407–432.

Pietrzeniuk E. Ostracodes aus Thermokarstseen und Altwässern in Zentral-Jakutien. Mitteil. aus dme Zol. Mus. in Berlin. Berlin, 1977. B. 53. H. 2. S. 332–371.

Radluesco C., Samson P. Arvicola (Rodentia, Mammalia) dans le Pleistocene mouen de Roumanis // Tran. Inst. spêol., 1977. Vol. 16. P. 151–162.

Wolf I. A. An interpretation of Alaska Tertiary floras. In: Florists and Paleofloisrics of Asia and Eastern America. Amsterdam. Elsevier Publ. Co. 1972. P. 175–271.

ОГЛАВЛЕНИЕ

В в е д е н и е (В. Л. Яхимович) 3

Смена состава флор, ландшафтов и климатические изменения в палеогене и неогене Предуралья (В. Л. Яхимович)..... 4

Флоры и растительность Предуралья в плиоцене, плейстоцене и голоцене (В. К. Немкова) 11

К вопросу о плиоценовой флоре и растительности Тимано-Уральской области (В. К. Немкова) 33

Новые данные по радиоуглеродному датированию голоценовых торфяников Башкирии (Э. К. Латыпова, В. К. Немкова) 40

Итоги геохронологического изучения плейстоценовых и голоценовых отложений Предуралья (Э. К. Латыпова) 46

Остракоды плиоцена Предуралья (М. Г. Попова-Львова) 56

Остракоды плейстоцена Предуралья (М. Г. Попова-Львова) 62

Морфологическое описание костных остатков нескольких видов полевок из плейстоценовых местонахождений Башкирского Предуралья (А. Г. Яковлев) 70

Основные находки остатков крупных млекопитающих в Башкирском Предуралье и их стратиграфическое значение (Г. М. Исмагилова) 93

Некоторые аспекты магнитостратиграфии плейстоцена Предуралья (Ф. И. Сулейманова) 114

З а к л ю ч е н и е (В. Л. Яхимович) 120

Литература 124

Св. план 1990, поз. 3.

Варвара Львовна Яхимович,
Вероника Константиновна Немкова,
Элеонора Кудусовна Латыпова,
Марина Георгиевна Попова-Львова,
Анатолий Германович Яковлев,
Гульсум Муратовна Исмагилова,
Флора Иргалеевна Сулейманова

ФЛОРА И ФАУНА КАЙНОЗОЯ ПРЕДУРАЛЬЯ
И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ

Редактор *А. М. Ханова*
Технический редактор *Ф. Г. Гайфуллин*
Корректоры *И. В. Филатова, Т. И. Кудряшова*

Сдано в набор 21.05.90. Подписано в печать 20.08.92. Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Бумага тип. № 2. Физ. печ. л. 8,25+0,5 вкл. Уч.-изд. л. 9,0. Заказ № 1055. Тираж 400 экз. Цена договорная.

Уфимский полиграфкомбинат Госкомиздата БССР, г. Уфа-1, пр. Октября, 2.