

В. И. АСТАХОВ (ВСЕГЕИ, СПбГУ),  
Л. Е. ПЕСТОВА, В. К. ШКАТОВА (ВСЕГЕИ)

## Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст

Одним из продуктов многолетних работ ВСЕГЕИ по составлению Карты четвертичных образований России в формате ГИС является схематическая карта лёссоидов. К ней в качестве объяснительной записки предлагается настоящий иллюстрированный обзор лёссоидов, т. е. пылеватых четвертичных пород, именуемых также лёссами и лёссовидными отложениями. Информация получена из государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 двух последних поколений и дополнена литературными данными. Картируемые объекты включают карбонатный лёсс с палеопочвами в южных районах, лёссовидные алевриты севера, переслаивание лёссоидов с водноосадочными отложениями Сибири и льдистые алевриты Арктики. Толщи лёссоидов показаны в рамках крупных стратиграфических интервалов: 1 – верхнего неоплейстоцена, 2 – среднего-верхнего неоплейстоцена, 3 – эоплейстоцена – верхнего неоплейстоцена и 4 – всего плейстоцена. Многочисленные палеопочвы отражают прерывистый субаэральный процесс, независимый от агентов водной аккумуляции. Они служат маркирующими уровнями в климатической стратиграфии квартера.

*Ключевые слова:* лёсс, лёссовидные отложения, едома, палеопочва, Российская Федерация.

V. I. ASTAKHOV (VSEGEI, SPbU),  
L. YE. PESTOVA, V. K. SHKATOVA (VSEGEI)

## Loessoids of the Russian Federation: distribution and age

One of byproducts of the ongoing VSEGEI project of compiling the GIS Quaternary Map of Russia is the sketch map of loessoids, i.e. silty rocks, also called loess and loess-like deposits. This illustrated essay is an explanatory note to the sketch map. The information is derived from standard national geological maps, scale 1:1,000,000, of the last two generations and complemented by literature data. The mapped targets are loessoid units, including southern carbonate loess with paleosols, loess-like silts of northern terrains, intercalations of loessic sediments with waterlain facies in Siberia and icy silts in the Arctic. The loessoid formations are classified according to the wide stratigraphic ranges: 1 – the Upper Pleistocene, 2 – the Middle Pleistocene plus the Upper Pleistocene, 3 – the late Lower Pleistocene to the Upper Pleistocene and 4 – the entire Pleistocene. Numerous paleosols reflect an intermittent subaerial process independent of water accumulation agents. They serve as important markers in Quaternary climatic stratigraphy.

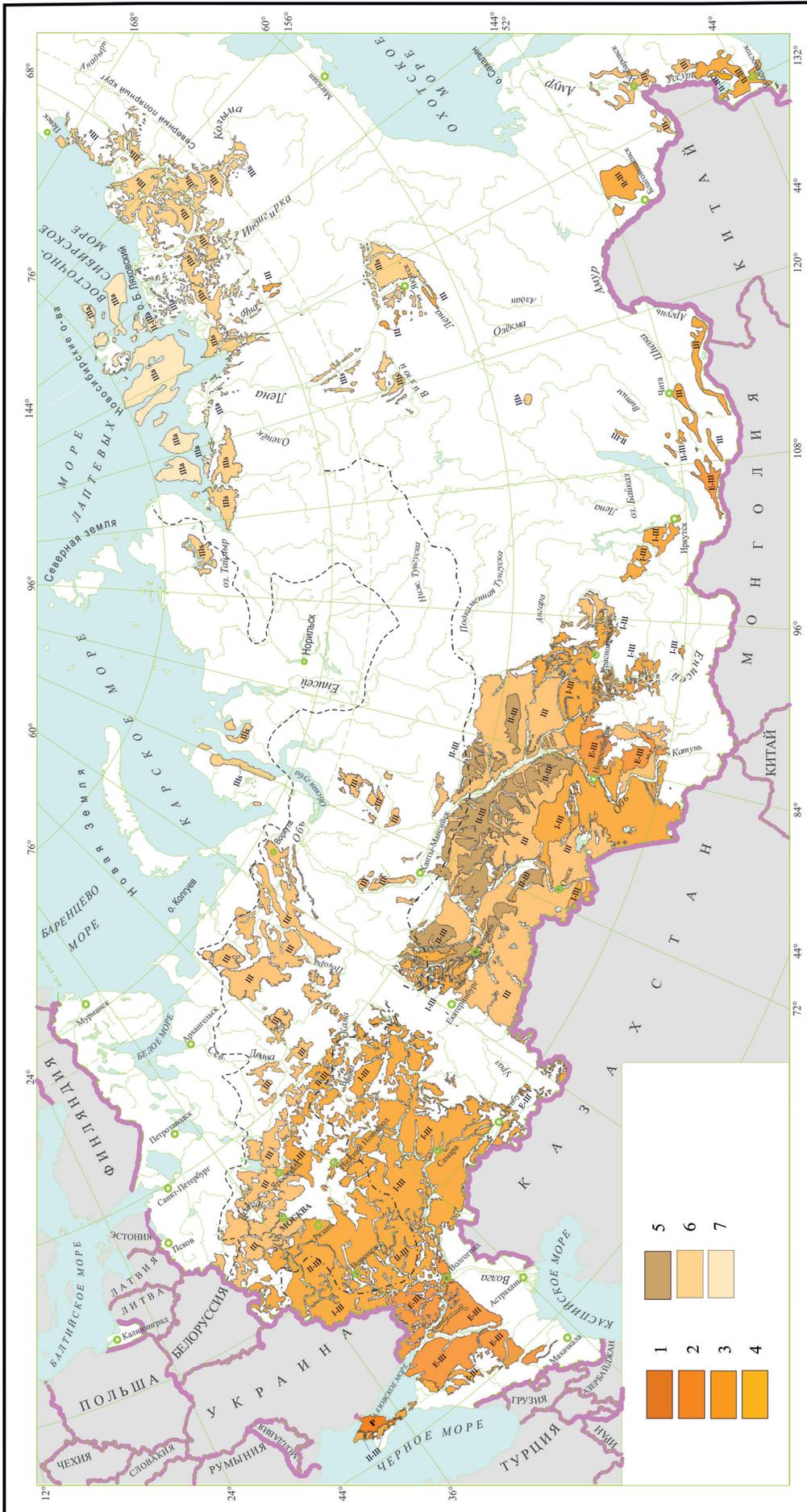
*Keywords:* loess, loessoid, yedoma, paleosol, Russian Federation.

*Для цитирования:* Астахов В. И., Пестова Л. Е., Шкатова В. К. Лёссоиды Российской Федерации: распространение и возраст // Региональная геология и металлогения. – 2021. – № 87. – С. 42–60. DOI: 10.52349/0869-7892\_2021\_87\_42-60

**Введение.** Лёссоиды – приповерхностные породы преимущественно пылеватого состава, иначе именуемые лёссами и лёссовидными отложениями, давно известны как важнейший в геоисторическом и прикладном аспектах элемент четвертичного покрова. Эти образования составляют главный субстрат русского чернозема (почвенный горизонт С), а также ввиду своей подверженности быстрым изменениям под воздействием водных масс – весьма непростое основание строительных сооружений. Помимо экономического значения, лёссовые толщи с древними погребенными почвами дают ключ к решению многих стратиграфических вопросов, поскольку они наравне с океаническими осадками почти непрерывно отражают ход палеоклиматических изменений в четвертичное время. Представленная ниже предварительная картосхема

распространения разновозрастных лёссовидных пород (рис. 1) является одним из результатов обобщения материалов по четвертичной геологии России в процессе составления Карты четвертичных образований м-ба 1 : 2 500 000 во ВСЕГЕИ.

**Лёссы и лёссоиды.** Проблема лёсса дискутируется с незапамятных времен. Двухсотлетняя дискуссия принесла различные идеи о происхождении лёсса и других аспектах проблемы, таких как определение лёсса, его состав, литологические и седиментологические варианты, стратиграфическое значение, просадочность и др. Для геологического картографирования лёссовых и лёссовидных пород требуется классификация, пригодная для легенд к четвертичным картам. Любая классификация неизбежно упирается в определение лёсса, необходимое для отличия



**Рис. 1. Карта лёссовидов территорий и прилегающих акваторий Российской Федерации**

1, 2 – карбонатная лёссово-почвенная толща с красной глиной в основании, мощность более 100 м; 3 – палево-бурый лёсс с палеопочвами мощностью около 20 м; 4 – тонкий (до 15 м) покров выщелоченного лёсса и лёссовидных алевролитов; 5 – лёссовидные алевролиты, переслаивающиеся с озерными и флювиальными отложениями; 6 – льдистые лёссовиды Ш3 (субарктическая едома); 7 – высокольдистые лёссовиды Ш4 (арктическая едома).

Индексами показаны стратиграфические интервалы лёссовидов максимальной для данного региона мощности: Р – весь плейстоцен, включая гелазий (для Крыма), Е-Ш – эоплейстоцен и неоплейстоцен, 1-III – неоплейстоцен (плейстоцен выше магнитостратиграфической границы Брюнес – Магуама), II-III – средний и верхний неоплейстоцен, III – верхний неоплейстоцен. Криогенно-золотые отложения: II-IIIа – средний-верхний неоплейстоцен (верхний арктический едомы, Ша – верхний неоплейстоцен высокольдистой арктической едомы, Ш3 – верхний неоплейстоцен субарктической едомы (мерзлые алевролиты с полигонально-жильными льдами). Границы главных покровных оледенений: штриховая линия – максимального в позднем неоплейстоцене, штрих-пунктир – максимального в четвертичном периоде

его от других сходных отложений. Различные определения зависят от оценки роли главных стадий образования лёсса: происхождения исходной пыли, способа ее транспортировки и постседиментационных изменений.

Долгая история лёссовых дебатов произвела две основные концепции. Первая, очень популярная в Северной Америке и Западной Европе, принимает во внимание только две первые стадии лёссообразования и определяет лёсс как «осадок, захваченный, перенесенный и отложенный ветром и представленный в основном частицами алевритового (2–50 микрон) размера [30].

Похожее определение предложено и в Англии. Согласно К. Паю (К. Рюе, 1995), лёсс — это субаэриально отложенная ветровая пыль, а другие лёссовидные отложения, созданные под влиянием разных литогенетических процессов, именуется «вторичным лёссом». Упрощенные англо-американские определения вряд ли пригодны для всех лёссовидных алевритов, таких как аллювиальный лёсс, песчанистый или перемешанный по склону вторичный лёсс [28], и тем более первичных (не выветрелых!) смесей льда и пыли в Восточной Арктике (едомная свита якутского побережья), состоящих из чередующихся лент навейного алеврита, сегрегационного и инъекционного льда и мохового начеса.

Другая концепция, предпочитаемая в Европе, особенно в бывшем Советском Союзе, Венгрии и Германии, подчеркивает фундаментальное значение диагенетических изменений для литологического облика лёссовых пород. Она констатирует, что «пыль становится лёссом только по прошествии какого-то времени в данной географической зоне, т. е. через диагенез в определенной географической среде» [35]. Эта альтернативная концепция, которая может быть названа «континентальной», подразумевает, что лёсс не просто скопление пыли ветром или любым другим агентом ее переноса, но результат сложного почвообразовательного процесса, именуемого облессованием.

В этом смысле источник пыли и способ ее транспортировки не являются решающими факторами, они могут быть эоловыми или другого происхождения, но облессование — необходимое условие. Закономерно, что континентальная концепция была развита там, где она больше всего требуется, т. е. в географически разнообразной Евразии, в которой приходится учитывать и картировать многочисленные вариации мелкозернистых отложений, переплетающихся с типичным лёссом.

Большинство геологов различают собственно лёсс и лёссовидные отложения по их физическим свойствам. Лёсс — это буровато-палевая массивная пористая (40–55 %) известковистая (5–30 %) порода, состоящая на 40–70 % из крупного (0,005–0,01 мм) алеврита, держащая вертикальные стенки и облегающая разные элементы рельефа. Обычный плейстоценовый лёсс представлен агрегатами — результатом цементации

и слипания тончайших частиц, большей частью глины [35].

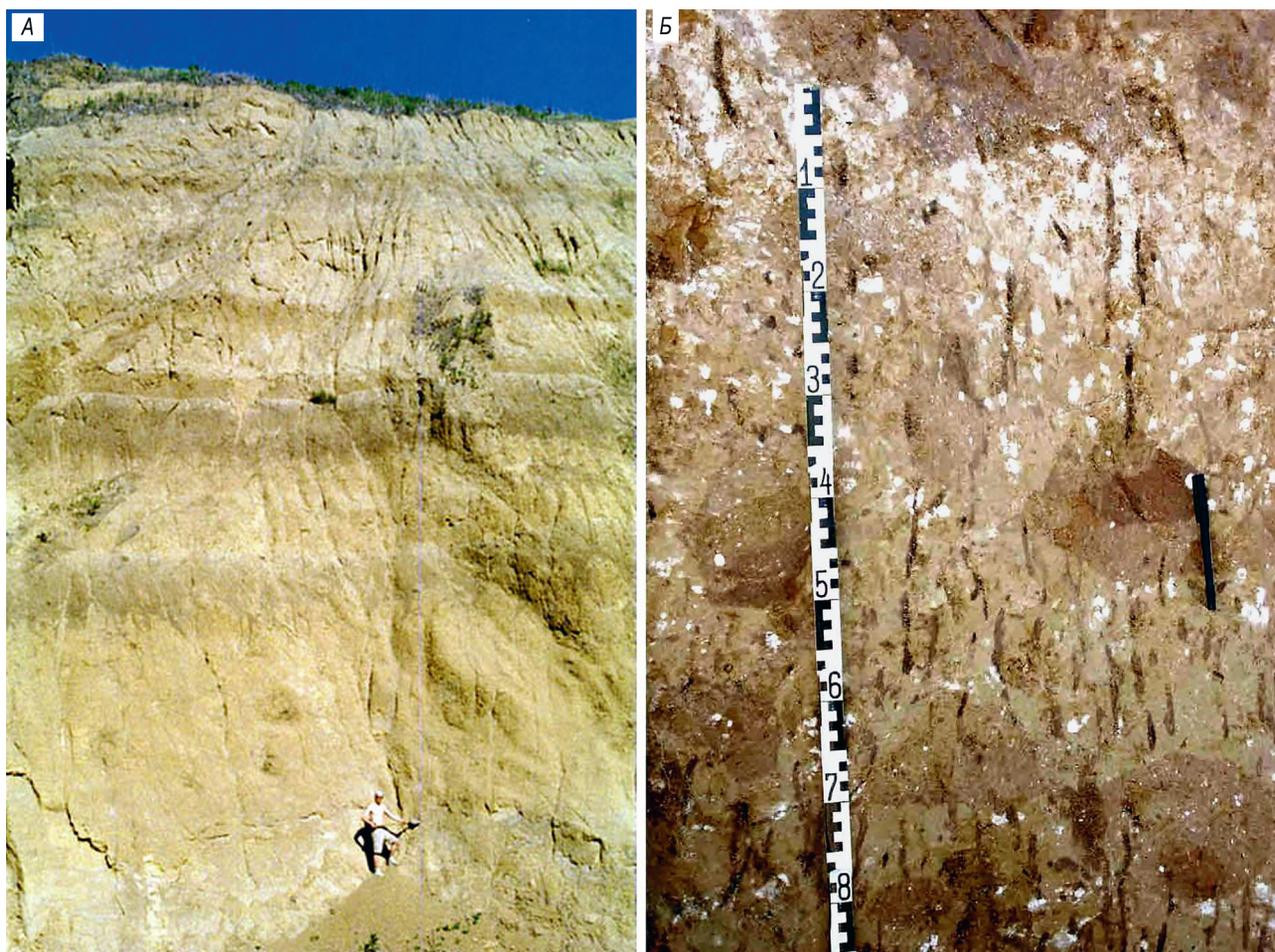
При замачивании лёсс подвержен просадкам, провалам и даже обвалам. Осадки, имеющие часть этих свойств, именуется лёссовидными. Обычные элементы лёссовых толщ — погребенные почвы, отмечающие резкое падение скоростей аккумуляции лёссовой пыли. Типичный плейстоценовый лёсс в виде бледно-коричневого карбонатного крупного алеврита с многочисленными погребенными почвами обычно картируется на огромных площадях в южнорусских степях [16; 28]. Местами он бывает более глинистым, потому что сорванные ветром из третичных пород зерна глины при контакте с водой растворяются, производя глинистый цемент, замеченный И. А. Волковым (1971) на юге Западной Сибири.

Чтобы избежать путаницы, связанной с различиями в определении лёсса, в практике картирования Российской геологической службы ко всем алевритистым отложениям субаэриальной формации разных мощностей и состава — от типичных известковистых лёссов Южной России до льдистых алевритов арктической Сибири — применяется один термин «лёссоид» [18], заимствованный у аргентинских геологов, которые много десятилетий использовали его для обозначения всех лёссовидных пород независимо от их происхождения (М. Е. Teruggi, 1957). На российских геологических картах все такие отложения обозначаются заглавной буквой L с дополнительными подстрочными индексами генезиса и надстрочными — возраста.

**Географические варианты лёссоидов.** У северной границы своего распространения лёссовая серия имеет мощность не более 10–15 м, но она увеличивается до 100 м и более на юге, особенно на предгорных равнинах Кавказа, Алтая и Саян (рис. 2, А). Толщина глинисто-алеувитового плаща с юга Русской равнины к границе последнего оледенения снижается от 60–100 м до 1–3 м параллельно с уменьшением его возраста от полного плейстоцена на юге до верхнего неоплейстоцена (верхнего валдая) на севере.

Обычный для южнорусских степей массивный лёсс, местами насыщенный известковыми стяжениями (рис. 2, Б), к северу постепенно сменяется ожелезненными лёссовидными алевритами, переходящими в нивейно-эоловые покровные пески. Они часто обнаруживаются в одних разрезах с солифлюкционными диамиктами и дюнными песками, образуя характерную северную формацию [2]. Крайний член субаэриальной формации — арктические льдистые алевриты, типичные для Восточной Сибири и прилегающего морского шельфа. Он широко известен как едомная свита, состоящая из мерзлых алевритов с мощными ледяными жилами.

Одновременно к северу характерные лёссовые свойства: карбонатность, пористость и просадочность — убывают, замещаясь свойствами других лёссовидных отложений, находящихся в той же



**Рис. 2. Южные лёссы в естественных обнажениях**

*А* – лёссы среднего-верхнего неоплейстоцена с темными полосами погребенных почв в предгорьях Западного Саяна к востоку от Красноярска, 56° с. ш. (фото В. И. Астахова);

*Б* – крупный план воронского педокомплекса на Азовском побережье с включениями карбоната кальция (белоглазка), ископаемых нор землероев и пятен ожелезнения [38]

геологической позиции. Характерной чертой, объединяющей лёссовидные отложения с типичным лёссом, является их плащеобразное залегание на всех элементах рельефа, за исключением пойм и горных склонов. Другие общие и важные черты – преобладание крупного алеврита в составе, массивная текстура и переслаивание с более тонкими биогенными слоями, такими как погребенные почвы, моховые начесы или торфяники.

Хотя лёссоиды обычно залегают в виде облекающего плаща, они иногда погребены под ледниковыми и водными отложениями. Их цвет варьируется от окисного палево-бурого до закисного серо-зеленоватого. Также и инженерные свойства колеблются от просадочности до плавунности тиксотропных грунтов и подверженности почвенной и овражной эрозии. Еще сложнее ситуация в их взаимоотношениях с палеопочвами, тонкими песками или подземным льдом, которые зависят от географического положения. Поэтому универсальная концепция генезиса для лёссоидов вряд ли возможна. Напротив, их многообразие ведет к непрерывным, хотя и в общем бесплодным,

дискуссиям о происхождении отдельных типов лёссоидов.

Согласно [18], аккумуляция лёссоидов контролируется палеогеографической зональностью. На физические свойства лёссоидов очевидно влияет и их современное географическое положение. В первую очередь это постседиментационные изменения почвенными и криогенными процессами. Но даже в плейстоцене на аккумуляцию влияли зональные и местные географические условия: ветровая пыль с разной скоростью осаждалась в аридных и семигумидных обстановках. Выпадающий из воздуха алеврит ложится не только на сухие междуречья, но и переувлажненные низины, где он немедленно осваивается гидроморфным почвообразованием. Это особенно заметно на севере Сибири, где алеврит часто аккумуляровался в местных заболоченных термокарстовых и аллювиальных обстановках [18].

Некоторые особенности северных лёссовидных алевритов заметно отличают их от классического лёсса, несмотря на общее происхождение из продуктов дезинтеграции коренных пород,

перенесенных ветром. Это: 1 — окисно-железистые, а не карбонатные стяжения, 2 — большие объемы подземного льда в арктической Сибири, 3 — обычные грязевые потоки на пологих склонах вместо крайне редких просадок и 4 — отсутствие лёссовидных алевритов на поймах в отличие от Средней Азии.

Механизм облессования неоднозначно трактуется разными авторами. Многие, вслед за Л. С. Бергом (1916), считают главным процессом педогенез, а другие предпочитают физико-химические процессы без заметного участия биологических процессов. Мерзлотоведы подчеркивают криогенное выветривание субстрата и механизм таяния-промерзания в качестве главного фактора облессования и развития открытой пористости. В общем, разнообразные процессы в приповерхностном слое выше уровня грунтовых вод могут привести к образованию агрегатов, карбонатных или железистых включений, макропор, в том числе полых трубочек по перегнившим стеблям трав [18].

Географическое разнообразие страны неминуемо отражается на процессах облессования и их оценке разными исследователями. Легко считать педогенез ведущим процессом на юге, а криогенез — на севере. Но даже в вечномерзлой Арктике описаны впечатляющие примеры почвообразовательного процесса, ведущего к формированию криопедолитов, т. е. криогенных почв [9; 31].

**Картографирование лёссовидов.** Для получения полезной, большей частью инженерно-геологической, а также историко-геологической информации из географического распределения лёссов на территории Евразии предпринималось несколько попыток их картирования. Авторы карт использовали разные подходы к классификации картируемых объектов. Наибольшую известность получила цифровая Лёссвая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000, включающая и Европейскую Россию [28]. Она показывает главные литологические варианты лёссовых пород, классифицированные также по их мощности. Авторы различают лёсс: типичный, песчаный, аллювиальный; и лёссовые дериваты [28]. К последним относится лёсс, измененный почвенными процессами, солифлюкцией и криотурбациями. Однако эта карта даже в Европейской России не показывает объектов севернее 59° с. ш. и восточнее 52° в. д.

Тот же масштаб использован в более ранней аналоговой карте прогноза просадочности лёссовых пород СССР, включающей все лёссовые породы территории бывшего Советского Союза вплоть до 62–64° с. ш., т. е. к югу от зоны вечной мерзлоты [23]. Лёсс и связанные с ним отложения классифицированы по их мощности и генезису подстилающих пород.

В разных публикациях встречаются также упрощенные картосхемы, например [16; 39]. В последней работе показаны взаимоотношения лёссовых и плейстоценовых ледниковых покровов

Европейской России. В других, объемистых сводках инженерно-геологических работников, приводятся мелкомасштабные карточки всего СССР с показом 7–8 разновидностей лёссовых пород, классифицированных по мощности и подверженности просадкам. На картосхеме инженерных геологов [16] в качестве лёсса можно видеть многолетнемерзлые алевриты вдоль арктического побережья Северо-Восточной Сибири. Еще одна попытка учесть лёссовидные породы Арктики предпринята на изданной ВСЕГЕИ обзорной карте четвертичных образований России масштаба 1 : 5 000 000 под ред. И. И. Краснова.

ВСЕГЕИ традиционно производит геологические карты российского субконтинента с разнообразием ландшафтов от субтропиков до вечномерзлых земель Арктики. Различия географических условий страны сильно влияют на современный седиментогенез, но они были значительны и в плейстоцене. Главные различия пылеватых отложений поверхности видны на предлагаемой карте (рис. 1).

Карты предшественников, даже наиболее детальные [16], показывают в Арктике и Субарктике только разрозненные поля лёссовидов, отделенные обширными пустыми пространствами от классических лёссов умеренных широт. Однако на современных геологических картах на этих пустых пространствах все же можно найти прерывистые ареалы разных перигляциальных отложений, образующих «субаэральную формацию равнин» (И. А. Волков, 1971). А. А. Величко называл ее «лёссово-почвенной формацией» [5], а позднее — «лёссово-почвенно-криогенной серией» [39], объединяющей классический лёсс и северные лёссовидные алевриты.

Но даже и последняя концепция все-таки упрощает реальность, т. к. северный субаэральный покров, помимо лёссовых пород, включает также слоистые эоловые отложения, линзы водных осадков, языки солифлюксия, делювиальные алевриты и даже вулканические пеплы. В отличие от алевритовых лёссовидов (индекс L) эоловые пески в принятых во ВСЕГЕИ стандартных легендах карт четвертичных образований показываются как отдельный генетический тип с индексом V.

В схематической карте (рис. 1) мы попытались заполнить типичный для старых карт пространственный пробел на севере, используя имеющуюся на современных геологических картах информацию. Относящиеся к гелазию древние лёссовиды не показывались на старых картах, но обязательны для картирования в наши дни ввиду недавнего понижения границы квартера до подошвы гелазского яруса.

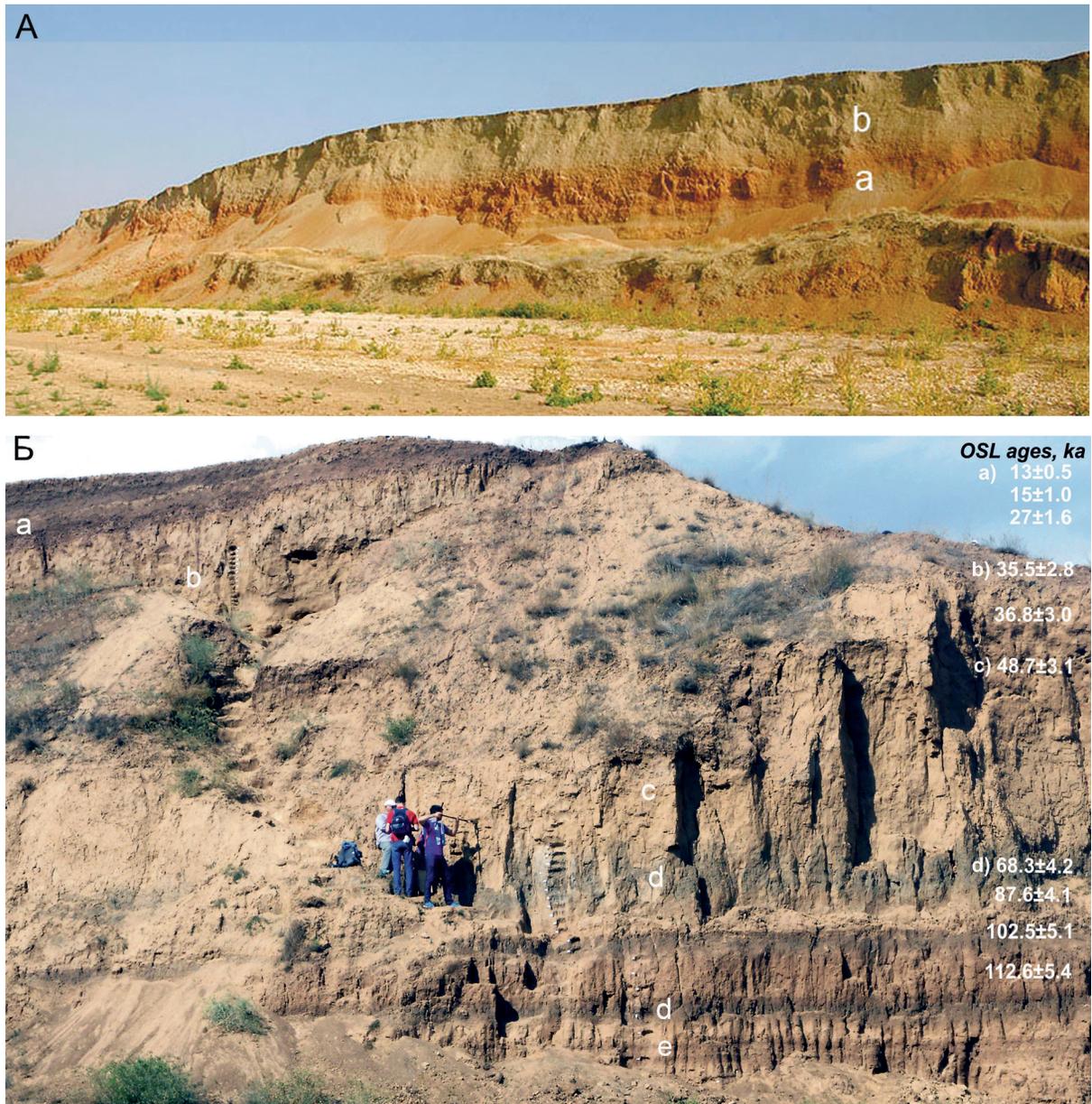
Для сверхмелкомасштабного представления пришлось создать упрощенную легенду, учитывающую различия литологии, мощности и возраста лёссово-почвенных серий. На карте (рис. 1) цветом изображены главные варианты мощности и литологии. Индексами показаны стратиграфические интервалы лёссовидов максимальной для данного региона мощности.

**Лёссоиды Европейской России.** Лёссово-почвенная серия юга Европейской России покрывает не только равнины, но и мелководное дно Чёрного, Каспийского и Азовского морей, предгорья и даже низкие горы Кавказа от уровня моря до отметок 1000–1500 м [16]. Ее мощность варьируется от обычных 40 м на равнинах до 180–220 м в предгорьях Кавказа.

К югу от 50-й параллели Европейской России плейстоценовый лёсс нередко насыщен известковыми стяжениями и кротовинами (рис. 2, Б). Южный лёсс обнаруживает смену палеопочв

от субтропических в эоплейстоцене — нижнем плейстоцене к бурым лесным почвам среднего неоплейстоцена и далее к оподзоленным черноземам микулинского межледниковья и классическому чернозему голоцена с морозными трещинами [38].

Во многих случаях южный лёсс подстилается эоплейстоценовой субаэральной толщей красноватого цвета (Р и Е-III на рис. 1) без признаков морозных деформаций, которая, согласно А. С. Кесь (1966), является субтропическим аналогом перигляциального лёсса. В отличие от



**Рис. 3. Лёссоиды юга Европейской России**

А — низы субаэральной серии на западе Ергеней, Волго-Донской канал, 47° 40' с. ш., 42° 35' в. д.: а — красная скифская глина; б — неоплейстоценовые лёссы (см.: <http://stepnoy-sledopyt.narod.ru/ubgeo/ubgeo.htm>);

Б — лёссы волжского верхнего неоплейстоцена, обнажение на Ахтубе к востоку от Волгограда, 48,7° с. ш.: а — глина хвалынской трансгрессии Каспия, конец плейстоцена; б — флювиальные пески и алевриты с песчаными клиньями (MIS 3); в — карбонатный лёсс ательской свиты (MIS 4); д — лёссово-почвенная пачка стадии MIS 5; е — эстуарные отложения верхов среднего неоплейстоцена (фото В. И. Астахова). Оптико-люминесцентные даты, тыс. лет назад даны по [29]

палево-коричневого или сероватого неоплейстоценового лёсса эоплейстоценовые лёссоиды, обычно красноватые или пятнистые пестроцветные, содержат, как правило, красноцветные палеопочвы. Такие красноватые лёссоиды мощностью от 10–20 до 67 м залегают в бассейнах Нижнего Дона и Нижней Волги, где обычно описываются как «скифские глины» (рис. 3, А).

Верхи южной лёссовой серии могут составлять часть сложной четвертичной стратиграфии, как в хорошо изученных разрезах неоплейстоцена Нижней Волги, где чередуются субаэральные, речные и морские толщи. Характерный разрез недавно демонстрировался на международном симпозиуме [29]. В этом районе ательский лёсс мощностью около 15 м зажат между верхнехазарскими морскими отложениями (микулинского возраста) и морскими и флювиальными осадками финального плейстоцена. Межледниковые морские слои по простирацию замещаются эстуарными осадками и далее серией мощных погребенных почв с прослоями лёсса (рис. 3, Б).

К югу от 48° с. ш. (Нижняя Волга и Дон) сильные зимние морозы неоплейстоцена отмечены регулярной сетью неглубоких (1–2 м) деформаций типа шельников и котлов клиновидной формы, заполненных вышележащими песками. В центральных и северных лёссовых районах вместо этих сезонных деформаций уже наблюдаются несколько уровней настоящих мерзлотных структур [38].

Распределение лёссоидов в Европейской России частично подчинено современной географической зональности, а частично следует северовосточному простиранию границ плейстоценовых оледенений. На западе Европейской России типичный известковистый лёсс известен только в лесостепи до 52–53° с. ш., а севернее в лесной зоне он замещается лёссами, сильно измененными склоновыми процессами (I–III на рис. 1).

Поучительный пример переходных к лёссовидным алевритам севера отложений представляет район известных палеолитических стоянок на Десне, левом притоке Днепра, где лёссовые слои с погребенными гидроморфными почвами, псевдоморфозами по повторно-жильным льдам и артефактами практически лишены карбонатов кальция [6]. Вторичный лёсс с неясной слоистостью на рис. 4 демонстрирует сеточку тонких ожелезненных трещин на месте ортогональной криогенной структуры. Он по облику приближается к лёссовидным алевритам севера (рис. 5).

Такие лишенные карбонатов верхнеэоплейстоценовые лёссы изучены вокруг Москвы на 55–57° с. ш., где они перекрывают карбонатный лёсс конца среднего неоплейстоцена с общей мощностью покрова 10–15 м. Поверхностный бескарбонатный лёсс сохраняет 3–4 межледниковые и интерстадиальные почвы. Это уже не черноземы, как на юге, а серые лувисоли, а также гидроморфные глеевые почвы, которые разорваны псевдоморфозами по ледяным клиньям. Гидроморфный педогенез северного типа, скорее всего, является причиной выщелачивания карбонатов во время потеплений [39]. Цитированные авторы полагают, что массивные бескарбонатные алевриты – вторичные лёссы, образованные переотложением первичных аридных лёссов ледниковых эпох склоновыми процессами в более гумидной интерстадиальной обстановке.

Пояс пористого карбонатного лёсса (I–III на рис. 1) асимметричен – на востоке Русской равнины он шире и простирается к северу до 56° с. ш., отражая увеличение аридности климата на восток. Но отдельные поля карбонатной лёссово-почвенной толщи встречаются на возвышенных междуречьях ледниковой области среднего неоплейстоцена и за ней, в основном по правобережью Верхней Волги и в долине Камы у Казани [7]. Во внеледниковой зоне карбонатный лёсс



Рис. 4. Верхний неоплейстоцен запада Центральной России: лёсс, измененный склоновыми и мерзлотными процессами на палеолитической стоянке Хотылёво 2, р. Десна, 53° 20' с. ш.; тонкая сеточка бурых ожелезненных трещин – отпечаток ледяных жилков прежней мерзлоты (фото В. И. Астахова)

пятнами встречается и севернее, а в Предуралье и до 59° с. ш. В целом объем лёссов на Русской равнине убывает к востоку, хотя и к югу от долины Камы покров карбонатного лёсса с хорошо развитыми межледниковыми почвами все же обладает мощностью 15–20 м. Такая аномальная повышенная мощность прикамского лёссового плаща, скорее всего, обусловлена его внеледниковым положением, т. е. более продолжительной аккумуляцией по сравнению с древнеледниковой областью [8].

Лёсс древнеледниковой области с типичной мощностью 10–15 м в восточной части Русской равнины к северу постепенно переходит в прерывистый чехол слабокарбонатного лёссовидного алеврита без стратиграфически устойчивых палеопочвенных горизонтов. Междуречные плато в зоне смешанных лесов на 57–60° с. ш. обычно покрыты лёссовидными алевритами с пятнами ожелезнения и оглеения без видимых погребенных почв мощностью не более 3–4 м [14].

Еще севернее, в печорской тайге (60–66° с. ш.), лёссовидные алевриты, толщиной обычно 2–4 м, при переотложении склоновыми процессами местами достигают 8–10 м мощности. Их отсутствие на террасах этого региона, видимо, свидетельствует о преимущественной аккумуляции в начале последнего ледникового цикла (Л. А. Кузнецова, 1971). Это контрастирует с центральными и западными районами, где верхневалдайский лёсс повсюду вдвое мощнее нижневалдайского лёссового покрова толщиной до 2 м [5].

Северные лёссоиды состоят из ожелезненного крупного алеврита обычно палево-бурых тонов в связи с окисными обстановками, характерными для типичных лёссов. Дополнительный признак субэвразальной, в основном эоловой, седиментации — облекающее залегание алевритовой толщи, переходящей по простираю в дюнные пески. Часто встречается также скрытая слоистость с переходом вверх по разрезу и простираю в слабослоистый алеврит и местами даже в тонкослоистые покровные пески (рис. 5). Северные лёссовидные алевриты (III на рис. 1) отличаются от вторичного выщелоченного лёсса Центральной России (II–III на рис. 1) меньшей мощностью и пористостью, большей плавунностью и практическим отсутствием погребенных почв.

Прерывистый чехол лёссовидных алевритов с многочисленными следами прежней вечной мерзлоты прослеживается и в арктических тундрах и лесотундрах, в области ранневалдайского оледенения, где он связан с реликтовым полигональным рельефом. На разветвленных равнинах, в тени поздневалдайского ледникового щита, лёссовидные алевриты обычно замещены покровными и дюнными песками [2].

Во многих случаях, особенно в позднеплейстоценовой перигляциальной области района Воркуты, нижняя часть покровного слоя имеет ржаво-пятнистый или палево-голубоватый цвет, вероятно связанный с криогенным выветриванием. Еще

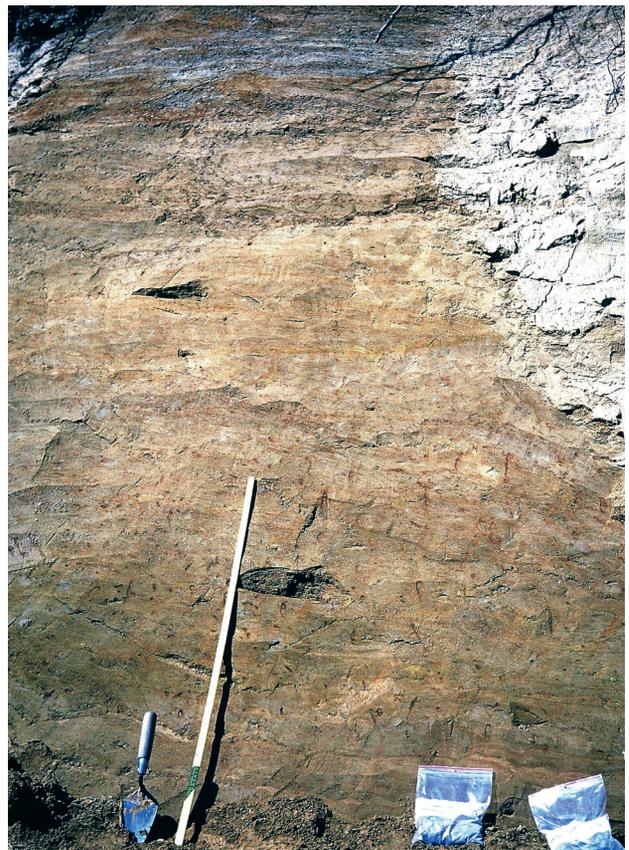


Рис. 5. Верхнеплейстоценовый лёссовидный алеврит на севере Европейской России, обнажение у с. Акись на Печоре, 65° 50' с. ш.; неясная слоистость вверх ожелезненного алеврита связана с переходом в вышележащий niveйно-эоловый песок (фото В. И. Астахова)

один важный фактор — садка пыли в закисных гидроморфных обстановках типа болот и термокарстовых озерков в вечномерзлой тундре [18]. Таким образом, северо-восток европейской лёссовой области представляет собой особый регион с относительно ослабленным плейстоценовым педогенезом ввиду сильного влияния на происхождение покровного слоя криогенных и гидроморфных процессов. На нашей карте (рис. 1) он показан прерывистым чехлом лёссовидных алевритов верхнего неоплейстоцена (III).

В северо-восточном углу Европейской России льды в лёссоидах не обнаружены даже в полярным кругом, где верхний неоплейстоцен представлен либо ледниковыми отложениями, либо перигляциальными покровными песками с псевдоморфозами по ледяным жилам. Там иногда встречаются современные ледяные жилы, но только в торфяниках. Лёссовидные алевриты в районе Воркуты в условиях «тёплой» мерзлоты местами содержат погребенные ледяные жилы, но это плейстоценовые реликты, чуждые современному климату с близкой к нулю температурой мерзлоты [21].

**Лёссоиды Сибири.** За Уралом лёссоиды лучше всего изучены и закартированы на юге и в центре Западной Сибири, где составляют основу

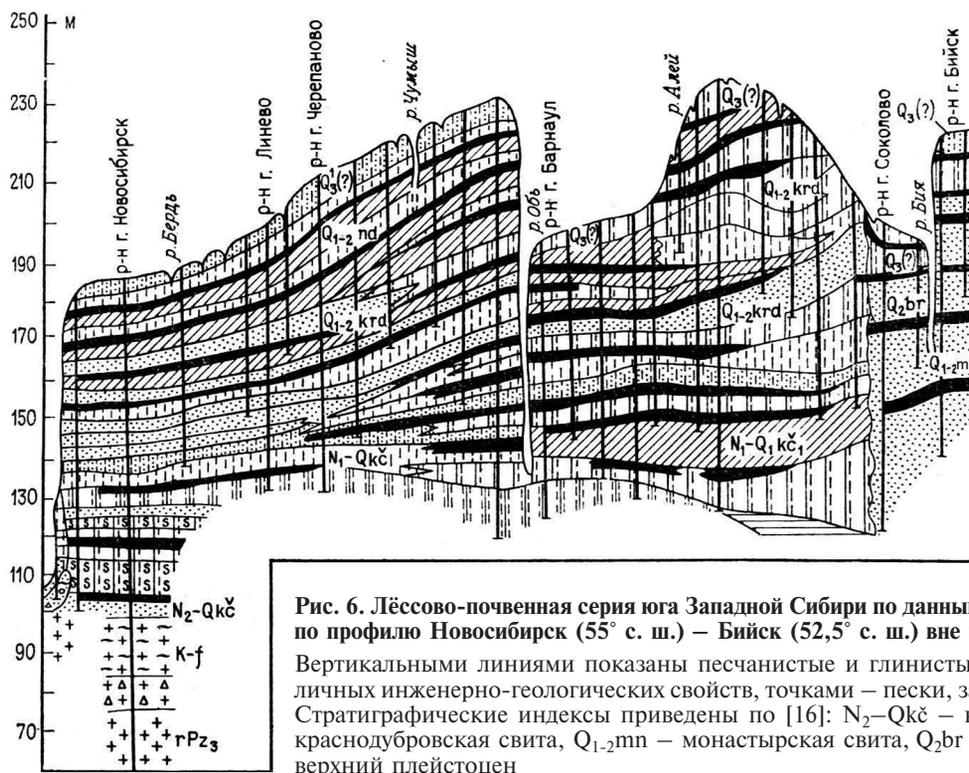


Рис. 6. Лёссово-почвенная серия юга Западной Сибири по данным бурения в предгорьях Алтая по профилю Новосибирск (55° с. ш.) – Бийск (52,5° с. ш.) вне горизонтального масштаба  
 Вертикальными линиями показаны песчаные и глинистые массивные алевриты различных инженерно-геологических свойств, точки – пески, зачернены – педокомплексы. Стратиграфические индексы приведены по [16]: N<sub>2</sub>-Q<sub>к</sub> – кочковская свита, Q<sub>1-2</sub>крд – краснодубровская свита, Q<sub>1-2</sub>mn – монастырская свита, Q<sub>2</sub>бг – барнаульская свита, Q<sub>3</sub> – верхний плейстоцен

четвертичной стратиграфии. Лёссово-почвенная серия мощностью 140 м, содержащая до 20 педокомплексов, много лет исследовалась в предгорьях Алтая (рис. 6) [13]. Лёссоиды на юге Западной Сибири картируются в виде краснодубровской, федосовской, петровской и сладководской свит. Краснодубровская свита распространена на всей Приобской возвышенной равнине вплоть до предгорий Алтая и Салаира; федосовская замещает ее на востоке Барабы и севере, занимая междуречья Васюганской равнины; петровская – на Чулымской равнине; сладководская – в приказахстанской части Ишимской равнины [25].

Самая мощная краснодубровская свита слагает обширный предгорный шлейф из лёссовидных суглинков, супесей, иногда песков с прослоями погребенных почв [17]. Всего в ней насчитывается восемь циклов лёсс-почва. Низы краснодубровской свиты, датированные верхним эоплейстоценом, представлены двумя лёссовыми горизонтами, разделенными малиновским педокомплексом. Из него получены термолюминесцентные возрасты  $980 \pm 70$  и  $840 \pm 60$  тыс. лет назад. Малиновский педокомплекс коррелируется с MIS 21, а вышележащий тальменский лёсс с MIS 20 [25]. Еще выше лежит евсинский педокомплекс, в верхах которого проходит граница ортозон Брюнес – Матуяма, прослеженная в разрезах Приобской возвышенной равнины (Вяткино, Белово и др.). Нижний и средний неоплейстоцен краснодубровской свиты состоит из шести полных лёссово-почвенных комплексов с прослоями озерных глин в нижней части разреза. Каждый комплекс венчается преимущественно черноземными, иногда лугово-черноземными палеопочвами [13].

Федосовская, петровская, сладководская свиты по геологическому строению сходны с неоплейстоценовой частью краснодубровской. В их нижней части преобладают аллювиальные и озерные суглинки с горизонтами зачаточных гидроморфных почв, а в среднем неоплейстоцене господствуют карбонатные макропористые лёссовидные суглинки с погребенными почвами. Многие почвы датированы ТЛ-методом [13; 25].

Юг Западно-Сибирской равнины с поверхности сложен почти сплошным плащом верхне-неоплейстоценовых лёссов – макропористых, карбонатных суглинков, иногда со столбчатой отдельностью, мощностью от 2–3 до 10 м, залегающих на различных элементах мезорельефа. В Ишимском районе на поверхности подстилающих пород обычны криогенные трещины шириной до 15 см и глубиной до одного метра, которые образуют полигоны 1,5–2 м в поперечнике. В Барабинском и Приобском районах в верхнем лёссоиде выделяются погребенные почвенные комплексы: бердский и искимский, датированные по радиоуглероду в 23 и 33 тыс. лет соответственно [25].

На карте (рис. 1) возрастные индексы даны с учетом полного стратиграфического объема, включая покров верхне-неоплейстоценового лёсса: для краснодубровской Е-III, федосовской, сладководской и петровской свит I-III.

Южные лёссы с множеством палеопочв (рис. 2, А и Б) при прослеживании на север вдоль долины Оби постепенно замещаются массивными ожелезненными, иногда глинистыми, лёссовидными алевритами с обрывками палеопочв. Севернее 62° с. ш. протаявшие лёссовидные алевриты мощностью 2–6 м встречаются пятнами

на подветренных склонах речных долин (III на рис. 1). Они разделены обширными полями переветренных песков.

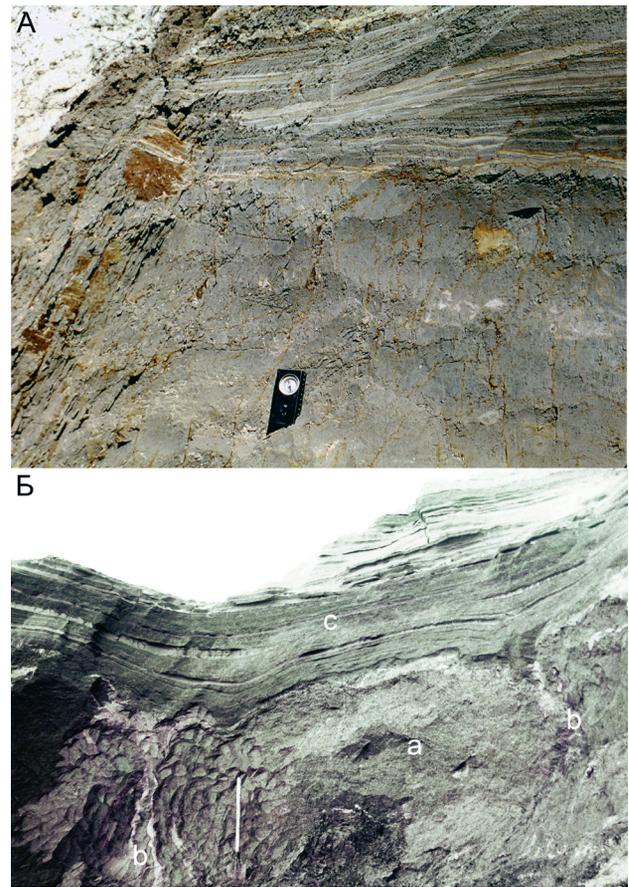
В центре Западно-Сибирской равнины, южнее границы максимального оледенения, преобладают палевые, в основном массивные, алевриты, местами со слабой волнистой слоистостью, переслаивающиеся с явно озерными алевритами, мелкозернистыми флювиальными песками и редкими палеопочвами общей мощностью 10–20 м. В советское время они картировались как озеро-аллювиальная сузгунская свита, считавшаяся перигляциальным аналогом среднеплейстоценовых морен. Она перекрыта обычным, в основном массивным, палево-бурым лёссовидным алевритом мощностью 3–6 м, бесспорно, субаэрального генезиса [12]. В наши дни вся эта толща картируется в качестве лёссоидов с линзами озерных или флювиальных песков, глин и торфа и редких палеопочв (II–III на рис. 1).

Происхождение западно-сибирских лёссоидов более понятно вдоль их северного предела на широтном отрезке Оби, где они лежат поверх среднеплейстоценовых морен и соответственно обладают умеренной мощностью и возрастом, ограниченным верхним неоплейстоценом. Лёссоиды здесь обычно представлены не палево-бурыми, а синевато-серыми алевритами, отложенными в закисной, анаэробной среде и неформально именуемыми «мокрый лёсс» (рис. 7). Такие лёссоиды с прерывистыми глеевыми почвами — неотъемлемая часть лёссово-термокарстовой осадочной формации (рис. 8).

Рисунок 8, Б демонстрирует, что самые мощные лёссоиды слагают понижения между прежними термокарстовыми озерами, заполненными тонкослоистыми мелкими песками и алевритами — теперь инверсионными холмиками древней термокарстовой равнины [1]. Массивный алеврит имеет пористый, лёссовый характер, что видно по линзам палеопочв с остатками млекопитающих и глубокой суффозионной трубке, выполненной провалившимся торфом в левой части (рис. 8, А).

В Европейской России бугристые равнины с инвертированными термокарстовыми котловинами известны только на Нижней Печоре у Полярного круга [2], где до сих пор в глубоких скважинах попадают реликты мерзлоты сибирского типа. В Сибири же плейстоценовая мерзлота, хотя и не очень холодная, нередко встречается в скважинах глубиной 100–200 м вдоль 60-й параллели (А. А. Земцов, 1976). Итак, сибирские лёссоиды к югу от полярного круга лишились льда в голоцене (рис. 7 и 8).

То же свойственно и южным лёссоидам гористой Средней и Восточной Сибири, где они картируются в основном пятнами на речных террасах и склонах межгорных впадин. Однако предгорные плато лесостепного юго-запада Средней Сибири сложены мощным (до 60 м) карбонатным лёссом с многочисленными палеопочвами (рис. 2, А). Мощный лёссовый покров на речных террасах



**Рис. 7. Верхнеплейстоценовые лёссовидные алевриты в центре Западно-Сибирской равнины**

А — «мокрый лёсс» с ожелезненными трещинами и гнездами тонкого песка, перекрытый слоистым покровным песком, протока Кирыас на левом берегу Оби,  $60^{\circ} 51' \text{ с. ш.}, 75^{\circ} 45' \text{ в. д.}$ ;

Б — протока Мега на правом берегу Оби,  $61^{\circ} 05' \text{ с. ш.}, 76^{\circ} 15' \text{ в. д.}$ : а — ожелезненный лёссовидный алеврит с гнездами песка; б — мелкий песок и алеврит в псевдоморфозах по ледяным жилам; с — мелкий песок с прослойками алеврита в реликтовой просадке (см. схему на рис. 8, Б) (фото В. И. Астахова)

бассейна Верхнего Енисея содержит несколько хорошо выраженных палеопочв с множеством палеолитических орудий.

Стратиграфия верхов мощной лёссовой серии Минусинской котловины детально изучена международным коллективом на Енисее в Куртакском археологическом районе ( $55^{\circ} 20' \text{ с. ш.}$ ). С помощью 69 радиоуглеродных и 36 IRSL (оптико-люминесцентных) определений датированы три каштановых и две черноземные палеопочвы верхнего неоплейстоцена в составе трех педокомплексов, разделенных карбонатными лёссами. В этих разрезах снизу вверх описаны каменоложский (межледниковый), сухоложский и куртакский (интерстадиальные) педокомплексы. Выделены также горизонты оглеенных почв с криотурбациями. Эти работы позволили скоррелировать сибирские субаэральные обстановки последних 130 тыс. лет с лучше изученными западноевропейскими [10; 27].

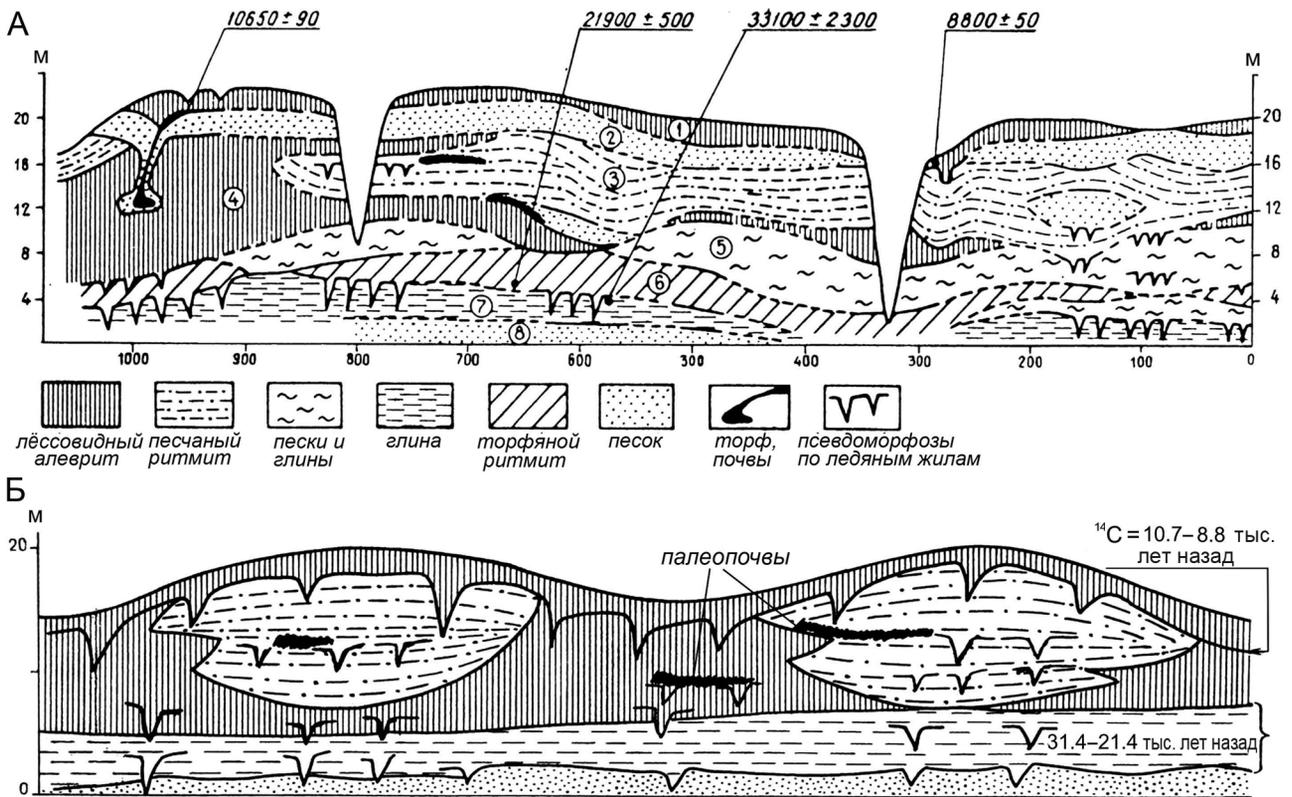


Рис. 8. Лёссоиды верхнего неоплейстоцена, чередующиеся со слоистыми водноосадочными отложениями вдоль протоки Мега, Широтная Обь (рис. 7, Б)

А – расчистка палево-синеватого массивного лёссовидного алеврита (слои 1 и 4), замещенного песчано-алевири-товым ритмлитом термокарстового озера (слой 3); в основании разреза пойменные осадки (слои 5–8); глубокая суффозионная трубка, заполненная торфом в слое 4, указывает на высокую пористость просевшего лёссовидного алеврита; реликтовые мерзлотные структуры показаны на рис. 7, Б;

Б – схематический разрез холмиков, вскрытых протокой Мега [1]

Менее мощные (3–5 м) покровные алевриты местами встречаются и на Среднем Енисее вплоть до 65° с. ш., но их придолинная полоса слишком узка для показа на сверхмелкомасштабной карте. По С. С. Сухоруковой и др. (1991), эти лёссоиды содержат одну-две тонких палеопочвы с радиоуглеродными датами в интервале 44–15 тыс. лет назад.

Лёссы Байкальской и Забайкальской Сибири обычно имеют тот же палево-коричневый цвет с известковыми стяжениями и мощность до 20 м. Повсеместно встречаются мерзлотные деформации и 2–3 погребенные почвы межледникового типа. Во многих случаях лёсс содержит примесь щебня, модифицирован склоновыми процессами и лишен карбонатных включений. По Э. И. Равскому (1972), в местной аллювиальной стратиграфии лёссовый покров относится к среднему-верхнему неоплейстоцену.

Однако в Южном Забайкалье на 51,5° с. ш. южнее Улан-Удэ недавно было описано переслаивание из красноватых глин и восьми палеопочв общей мощностью до 15 м, расположенное под палеомагнитной границей Брюнес – Матуяма. Эта эоплейстоценовая красноцветная серия перекрыта палевыми лёссами неоплейстоцена с тремя слабовыраженными почвами [11] (Е-III на рис. 1).

Лёссоиды давно известны и на юге Дальнего Востока, в тихоокеанской муссонной области, но там они изучены слабо. Это «бурые суглинки» неоплейстоцена, облекающие нижние склоны горных долин и высокие речные террасы (II–III на рис. 1). Они особенно мощны (до 40 м по данным бурения) вдоль китайской границы в депрессии оз. Ханка и в долинах впадающих в нее рек. От красноцветных склоновых отложений «пудинговой толщи» основания четвертичного разреза (гелазий?) они отделены мощными галечниками и вулканитами эоплейстоцена, а также стратиграфическим перерывом [20]. Многие годы бурые суглинки рассматривались как склоновые и даже озерные отложения, хотя с ними не связано никаких береговых линий.

По Б. И. Павлюткину (1984), это по большей части палево-коричневые массивные криотурбированные глинистые алевриты с погребенными почвами, лишенные пыльцы широколиственных деревьев и, очевидно, отложенные в холодные интервалы плейстоцена. Эоловое происхождение бурых суглинков позднее было подтверждено специальными аналитическими исследованиями. Они показали, что пористые лёссовидные суглинки на самом юге Дальнего Востока (около 44° с. ш.) содержат мало извести, но гораздо более

обычного агрегированы глинистыми частицами, а это объясняется влиянием влажного муссонного климата [22].

**Льдистые лёссовиды Арктики.** Характерные для перигляциальной Сибирской Арктики и Субарктики льдистые лёссовиды (рис. 1) появляются сразу за Уралом на п-ове Ямал, где они уже обладают мощностью 30 м (В. Ф. Болиховский, 1987). Многолетнемерзлые покровные алевриты образуют лёссово-ледовую толщу с местным названием «едомная свита», которая в различных видах выдержана на всех арктических и субарктических равнинах от Ямала до Аляски, особенно в Северо-Восточной Сибири, известной в палеогеографии как Западная Берингия. Едома – это сокращение старорусского диалектного «едомая земля», подчеркивающего быстрое отступление илисто-ледяных стен под термальным воздействием прилегающих водоемов. Лучше всего льдистые лёссовиды изучены в их классической низменной области перигляциальной Восточной Сибири, особенно между арктическим побережьем Якутии и 61-й параллелью, где едома достигает 60–80 м мощности [15; 24; 36].

В типичном случае едома состоит из тонких лент крупного, местами глинистого алеврита или тонкого песка, чередующихся с прослойками мохового начеса и шлирами сегрегационного льда, создающими облик серой полосатой стенки. Эта толща всегда проткнута телескопированными клиньями сингенетического льда нескольких уровней, образующими в плане полигональную решетку (см. рис. 9). Едомная толща известна во всем мире как наилучший архив полноты сохранных остатков плейстоценовой мегафауны, перигляциальных растений, насекомых и другой ископаемой органики [37].

Мерзловеды, больше интересующиеся самим льдом, обычно называют всевозможные едомы «ледовым комплексом». Они в течение десятков лет применяли разные флювиальные гипотезы для объяснения этой алевритовой толщи. Однако уже в 1970-х годах было получено достаточно данных, указывающих на преимущественно субэаральное происхождение льдистого лёсса [24; 36]. Геологи, картировавшие едомную свиту, определяли ее генезис как криогенно-эоловый [15]. В наше время эоловая концепция происхождения льдистых алевритов, как наиболее обоснованная, принята большинством исследователей, в том числе и многими мерзлововедами [31].

Основные признаки принципиально эолового происхождения едомных алевритов: облекающее залегание на разных элементах рельефа от уровня моря до отметок более 314 м [15], однообразный мелкозернистый состав с преобладанием крупного алеврита, отсутствие гальки, примесь дальнепринесенных минералов и кардинально криоксеротическая биота. Один из лучших индикаторов субэарального происхождения – повсеместные проявления в едоме почвенных процессов, определяющих едому как криопедолит, т. е. осадок,

испытывающий начальный педогенез одновременно с сингенетическим промерзанием пыли, регулярно поступающей из атмосферы. Этот процесс подчеркнут несколькими криоаридными палеопочвами с ископаемыми норами грызунов в верхне-неоплейстоценовой едоме [9; 31].

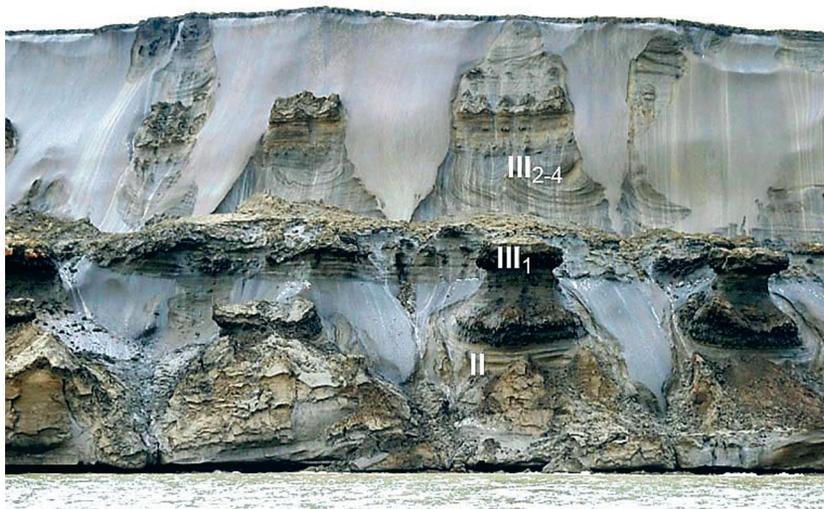
Исключительно детальные и хорошо датированные исследования едомной свиты на восточно-сибирских берегах указывают на типично континентальную криоаридную обстановку без существенных потеплений и вторжения моря в течение последних 60 тыс. лет [31; 37]. И, конечно, преобладавший в позднем плейстоцене аридный климат с наиболее низким уровнем Мирового океана никак не мог способствовать появлению аллювиальных равнин, которые до сих пор почему-то в почете у многих мерзловедов.

Свойства льдистых лёссовидов связаны с их географическим положением. В Центральной Якутии по рекам Лена и Алдан, на Таймыре и берегам Карского моря в общем объеме преобладают льдистые алевриты с регулярной сетью мощных ледяных жил. Это субарктический подтип едомы (рис. 1), обозначенный на нашей карте Пш, что означает криогенно-эоловые отложения верхнего неоплейстоцена.

Однако на берегах моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, включая острова, едома исключительно льдиста. Во многих случаях ледяные жилы сливаются, производя ледяные массивы с объемным преобладанием льда и остаточными окнами материнских алевритов (рис. 9, Б). На нашей карте это арктический подтип едомы с индексами Пш и П-Пш (рис. 1). Огромные поля арктической едомы закартированы морской геофизикой и редкими колонками на дне моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря с отрицательными придонными температурами. Затопленная криогенно-эоловая толща представляет надежное свидетельство быстрого голоценового отступления сибирских берегов под термоэрозийным воздействием фландрской трансгрессии с положительными температурами поверхностных вод. Этот процесс хорошо изучен морскими геологами (Н. А. Bauch et al., 2001).

Помимо научного интереса изучение едомных лёссовидов имеет и практическое применение. С. В. Томирдиаро (1980) разработал схему использования для сельскохозяйственных целей аласовых лугов, т. е. продуктов термоэрозийной переработки едомы блуждающими озерами. Мамонтовые бивни, содержащиеся в большом количестве в едомных толщах, являются уникальным источником слоновой кости и разрабатываются в качестве полезного ископаемого. Важно и изучение едомы в инженерно-геологических и природоохранных целях. Едомная толща подвергается не только ежегодному обваливанию и быстрому уничтожению термоэрозией на берегах морей и рек, но и представляет серьезную геотехническую опасность в далеких от крупных водоемов перигляциальных районах Восточной Сибири.

А



Б



**Рис. 9. Едомная толща восточного побережья Ледовитого океана**

А – льдистые лёссовиды двухъярусной едомы субарктического типа на южном берегу о. Бол. Ляховский, 73,5° с. ш.; горизонтальная полосчатость образована параллельными слоями алевролита, мохового начеса и шлирами сегрегационного льда; они отогнуты вверх давлением растущих жил полигонального льда; разновозрастные едомные толщи разделены межледниковым торфянистым прослоем (фото В. Е. Тумского);

Б – едома арктического типа: слившиеся жилы полигонального льда с остатками лёссовидного алевролита на южном берегу моря Лаптевых, 73° 35' с. ш. (фото Л. Ширмайстера)

**Рис. 10. Термоэрозионный мегацирк, выбрасывающий продукты таяния вечномерзлых отложений в виде грязевого конуса выноса в долину р. Батагай (см.: <https://image.stirileprotv.ro/media/images/1408x882/Mar2017/61872013.jpg>)**

Характерный пример неожиданно быстрой термоэрозии «ледового комплекса» представляет так называемый Батагайский «кратер» – рекордного размера термоэрозионный цирк, возникший на склоне с отметкой около 300 м над правым притоком Яны р. Батагай, недалеко от Верхоянска (67° 36' с. ш., 134° 46' ю. ш.). Он появился в 1960-х годах на залесенном склоне в виде небольшой

рытвины естественного или антропогенного происхождения, которая, постепенно расширяясь, уже достигла 800–900 м ширины, 1,8 км длины и 90 м глубины (рис. 10). Отвесная льдистая стенка цирка ежегодно отступает на 10–30 м, врезаюсь в толщу золотых песков и алевролитов с сингенетическими жильными льдами мощностью 50–60 м. Эти синкриогенные отложения разделены двумя

межледниковыми слоями с остатками древесины [32]. По хронометрической оценке люминесцентным методом, возраст низов криогенной толщи около 650 тыс. лет [40]. Батагайский «кратер», имеющий большую стратиграфическую ценность, также демонстрирует высокую уязвимость льдистых субаэральных отложений к любым механическим и термальным воздействиям.

Европейские лёссоиды в плейстоцене содержали гораздо меньше льда, чем высокоширотная едома. Большая мощность поверхностных лёссоидов внеледниковой Восточной Сибири частично обусловлена сохранившимся внутриформационным льдом большого объема. Изначально слабльдистые западные лёссоиды лишились своего льда, вероятно, в конце плейстоцена и в голоцене. Но даже менее льдистая неоплейстоценовая мерзлота Печорского бассейна и центра Западной Сибири при протайке дала заметную усадку местности с выделением на плоской равнине холмиков высотой 5–10 м на месте инверсированных термокарстовых котловин [1; 2]. Таяние арктической едомы под отепляющим воздействием локальных водных масс чревато гораздо большими геоморфологическими последствиями.

**Возраст лёссоидов.** Рассмотренные географические варианты лёссоидов различаются также и по возрасту. Отмечены четыре главные разновидности: 1 – красноватые алевроглины с субтропическими палеопочвами – это по большей части эоплейстоцен и низы нижнего неоплейстоцена; 2 – мощные палево-бурые или серые типичные карбонатные лёссы с многочисленными палеопочвами и криотурбациями развиты в неоплейстоцене; 3 – тонкие плащи бескарбонатного лёсса и лёссовидные алевриты характерны для верхнего неоплейстоцена; 4 – льдистые алевриты относятся к верхнему и верхам среднего неоплейстоцена, хотя имеются свидетельства и субаэральной седиментации в мерзлотной обстановке раннего неоплейстоцена [32; 40].

Возраст лёссоидов определен как хронометрическим датированием, так и с помощью магнитостратиграфии и палеонтологии, а ближняя корреляция обеспечивается палеопедологическим методом. На возраст указывает и географическое распространение: поля лёссоидов лишь в редких случаях можно обнаружить севернее границы последнего оледенения позднего неоплейстоцена (рис. 1). Их можно уверенно исключать при рассмотрении голоцена.

Возраст низов лёссово-почвенной серии известен по магнитостратиграфическим и палинологическим данным на крайнем юге Европейской России. Основание разреза описано в береговых обрывах Юго-Западного Крыма (45° с. ш., 33° 37' в. д.), где две лёссовые толщи с двумя бурями и двумя красноцветными почвами отнесены к гелазию. Теплый семигумидный интервал в средней части разреза, разделяющий лёссовые уровни, подчеркнут двумя красноцветными

почвами средиземноморского типа [34]. Вблизи подошвы толщи (около 2,6 млн лет назад) и в середине гелазийского интервала отмечены палинологические следы степных ландшафтов, т. е. признаки похолодания и аридизации на фоне термофильных лесов остальной части разреза (Е. А. Сиренко, 2018).

Лёссово-почвенная серия мощностью 130 м изучена по буровому профилю в восточных предгорьях Кавказа у с. Отказное (44–45° с. ш., 46° в. д.), где вскрыта пятнистая глина мощностью 40 м с красноцветными почвами в пределах зоны обратной магнитной полярности Матуяма начиная с олдувея. В одной из скважин была пройдена даже гелазийская глина на глубине 90–110 м. Эоплейстоцен здесь перекрыт неоплейстоценовым лёссом мощностью около 70 м (зона Брюнес нормальной полярности). Верхний неоплейстоцен в этом разрезе разделен двумя бурями почвами [19].

Третий ключевой разрез длинной лёссово-почвенной серии описан в глиняном карьере на южной оконечности Урала в 15 км от Оренбурга (рис. 1). В этом разрезе нижняя часть с обратной полярностью представлена 15-метровой толщиной красноцветных алевритов с четырьмя палеопочвами буроватого цвета. Она перекрыта неоплейстоценовым лёссом мощностью 40 м с 10 палеопочвами [26].

Скифские глины под типичным серовато-желтоватым лёссом юга Европейской России (рис. 3, А) содержат кости *Archidiskodon meridionalis* (*Nesti*), известковые, гипсовые и железисто-марганцевые конкреции, а также характерные красноземные почвы, свидетельствующие о средиземноморском климате без зимних морозов. Самая верхняя красноцветная почва (балашовская) расположена сразу под границей Брюнес – Матуяма, доказывая этим, что субтропические климаты сохранялись в межледниковьях Южной России до конца эоплейстоцена [39]. Вся толща красных глин относится к зоне обратной магнитной полярности Матуяма с олдувейским эпизодом в основании. Поэтому красноцветные лёссоиды здесь коррелируются с эоплейстоценовой частью плейстоцена над гелазием. Присутствие скифских глин под палеовой лёссово-почвенной серией неоплейстоцена позволяет определить полный интервал всей субаэральной серии юга Европейской России, включая Оренбургский регион, как эоплейстоцен – верхний неоплейстоцен (Е-III на рис. 1), а в Крыму и весь плейстоцен, в том числе и гелазий (Р).

Практически все известные разрезы венчаются лёссом верхнего неоплейстоцена, хотя основная мощность южной лёссовой серии связана со слоями ниже почвы последнего межледниковья, т. е. относятся к толще среднего неоплейстоцена с несколькими хорошо развитыми педокомплексами (рис. 2, А и Б). В среднем неоплейстоцене центра Русской равнины насчитывается девять палеопочв с различной палеоклиматической характеристикой. Они детально описаны

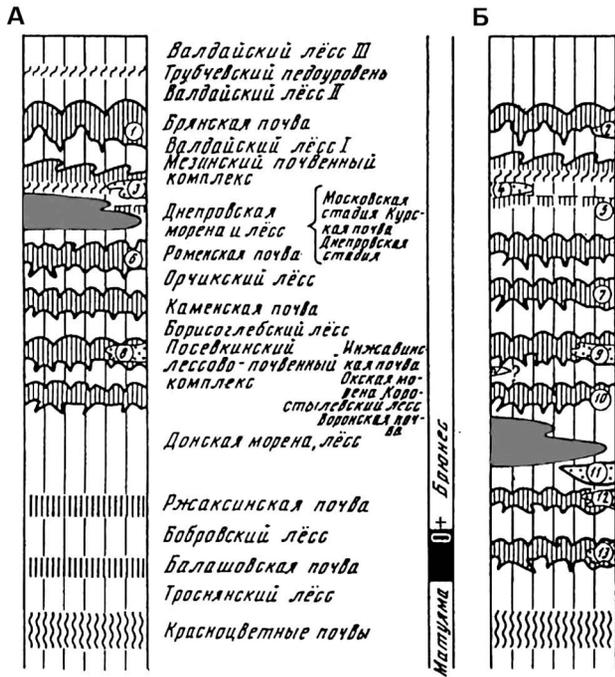


Рис. 11. Сравнение лёссово-почвенных серий днепровско-го (А) и донского (Б) ледниковых языков [4]

в перигляциале Азово-Донского региона над границей Брюнес – Матюяма. Самая нижняя ржаксинская почва (MIS 17) сохраняет следы средиземноморских климатов [38; 39].

Шесть межледниковых педокомплексов уверенно выделяются в неоплейстоцене юга Западной Сибири [13]. В региональном буровом профиле ниже почвы последнего межледниковья различаются одиннадцать палеопочв, включая семь педокомплексов в составе нижнего и среднего неоплейстоцена (рис. 6).

Лёссово-почвенная последовательность особенно важна для решения стратиграфических проблем среднего плейстоцена вдоль границы максимального оледенения. Наилучшим примером является определение возраста донского ледникового языка, который десятки лет считался аналогом заальского оледенения, пока не был получен полный разрез лёссово-почвенной серии, поддержанный анализом териофауны.

На диаграмме рис. 11, А днепровская морена Украины, перекрытая верхней лёссовой толщей и мезинским (микулинским) педокомплексом с лесными и черноземными почвами, естественно коррелируется с заальским оледенением. Однако положение донской морены (рис. 11, Б) в лёссово-почвенной последовательности ясно показывает, что максимальное оледенение России гораздо старше. В то время как днепровская морена кроется только верхне-неоплейстоценовыми лёссами и почвами, донская морена перекрыта шестью межледниковыми почвами и семью лёссовыми горизонтами, а подстилается только краснозёмными почвами. Аналоги среднееоплейстоценовых бурых почв, залегающих на донской морене, – воронской,

инжавинской, каменской и роменской – обнаружены под днепровской мореной [4]. Эти взаимоотношения доказывают доокский возраст донских морен, самых древних из приповерхностных морен Европы, в настоящее время относящихся к MIS 16.

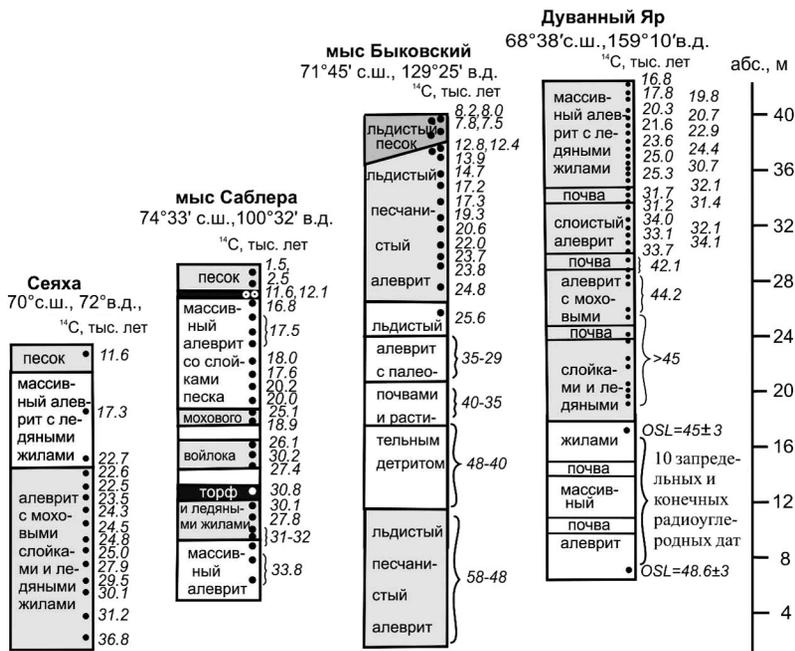
Возраст лёссовидов надежнее всего устанавливается в верхней части серии, где они вполне адекватно датированы радиоуглеродом. Особенно хорошо датирована льдистая едома в устьях рек Лены и Колымы, где в последние двадцать лет были сконцентрированы усилия нескольких международных коллективов. Более 90 радиоуглеродных дат, в основном AMS, т. е. измеренных на ядерных ускорителях и полученных в дельте Лены, подтверждают, что едома в естественных обнажениях мыса Быковского начала формироваться минимум 60 тыс. лет назад [37].

Совершенно очевидно, что субаэральная седиментация этого интервала не прерывалась вторжениями моря. В поддержку этой хронологии выступают 46 радиоуглеродных дат и две опико-люминесцентные даты из Дуванного Яра на Нижней Колыме, в 1200 км к востоку от устья Лены [31]. Подавляющее большинство радиоуглеродных дат, указанных на рис. 12, получено современным AMS-методом. Множество <sup>14</sup>C- и OSL-дат дают статистически надежный инструмент корреляции поверхностной едомы арктической Сибири с типичным верхним лёссом Южной России (рис. 3): обе толщи отражают перигляциал позднего неоплейстоцена в разных зональных условиях.

Однако трудно согласиться с мнением некоторых мерзлотоведов, которые считают возраст едомы исключительно верхнеоплейстоценовым. Классическая едома верхнего неоплейстоцена (IIIa, IIIs на рис. 1) нередко подстилается более древней толщей того же рода. На Новосибирских островах наблюдаются два едомных уровня в суперпозиции, разделенные межледниковым торфяником (рис. 9, А). В таких случаях криогенно-эоловые отложения на нашей карте индексируются II-IIIa (рис. 1). И наконец, низы ледового неоплейстоцена с возрастом ~ 650 тыс. люминесцентных лет хронометрически устанавливаются в Батагайском «кратере» бассейна Яны [40].

**Заключение.** Схематическая карта российских лёссовидов (рис. 1) подлежит дальнейшей корректировке по мере поступления регионального материала в основном в виде государственных геологических карт и специализированных исследований лёссовидных пород. Тем не менее уже известное расположение разновозрастных лёссовидов на огромной территории позволяет сделать некоторые простые выводы.

Распределение различных лёссовидов на территории России в значительной степени зависит от современной географической зональности равнин: типичный карбонатный лёсс в основном приурочен к южным степям с черноземными



**Рис. 12. Датированные лёссовиды четырех ключевых разрезов арктической Сибири**  
Кружки – места отбора проб, цифры курсивом справа – даты в тыс. лет назад. Упрощенные разрезы взяты из работ: Сеяха, Восточный Ямал [3], мыс Саблера на Таймыре [33], мыс Быковский в устье Лены [37], Дуванный Яр на Колыме [31]

и каштановыми почвами, выщелоченные лёссы с подзолистыми и гидроморфными палеопочвами и лёссовидные алевриты обычны в лесной зоне, в то время как льдистые лёссовиды образуют поверхность вечномёрзлых тундр и северной тайги. Географические варианты лёссовидов ярко отражают и разнообразие постседиментационных процессов, а также различия субстрата, на котором происходила аккумуляция пыли.

Для геологической истории важнее всего, что все литологические разновидности лёссовидов Северной Евразии относятся к единой осадочной формации, образованной в резко континентальной, засушливой и безлесной среде, которая доминировала в средне- и поздне-неоплейстоценовых перигляциальных ландшафтах. Лишь красноцветные глины эоплейстоцена и низов нижнего неоплейстоцена, несмотря на их в основном субаэральное происхождение, несут следы безморозного средиземноморского климата.

Важный особый объект изучения представляет едомная толща Сибирской Арктики и Субарктики ввиду ее максимальной уязвимости к природным и техногенным изменениям поверхности хозяйственной деятельности.

Более подробное картирование лёссовидов с подразделением их не только по мощности, но и тонким седиментологическим различиям, может принести не только инженерно-геологическую пользу, но и дать новую информацию о стратиграфии, палеогеографии и палеопедологии приледниковых равнин в плейстоцене. Она содержит более полный материал для познания истории плейстоцена, чем ледниковая толща, т. к. позволяет последовательно, без очевидных перерывов проследить по чередованию лёссов и ископаемых почв главные черты изменения природы той или иной территории на

протяжении всего плейстоцена. Изучение лёссово-почвенной формации подтверждает, что ведущими и определяющими изменения седиментационной обстановки в квартере были не столько оледенения, сколько общепланетарные климатические колебания.

Анализ лёссово-почвенной формации обладает немаловажным значением для обогащения науки рядом существенных деталей таких процессов, сведения о которых трудно, а порой и невозможно получить при изучении других плейстоценовых образований. Так, сохранившиеся в ней признаки происходивших в прошлом криогенных процессов проливают свет на историю многолетней мерзлоты в плейстоцене.

Безусловно, не все изложенное здесь, равно как и сама карта лёссовидов России (рис. 1), является окончательным и полностью обоснованным. Некоторые выводы, особенно те, которые относятся к гелазской части плейстоцена, недавно присоединенной к квартеру, требуют дальнейшего уточнения.

Статья написана в результате работ ВСЕГЕИ по составлению Карты четвертичных образований Российской Федерации м-ба 1 : 2 500 000 и в рамках тематического плана СПбГУ.

1. Астахов В. И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – 1989. – С. 118–126. (Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР; Вып. 657).

2. Астахов В. И., Свенсен Й.-И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения. – 2011. – № 47. – С. 12–27.

3. Васильчук Ю. К., Котляков В. М. Основы изотопной геокриологии и глициологии. — М.: Изд-во МГУ, 2000. — 616 с.
4. Величко А. А., Исаева Л. Л., Фаустова М. А. Четвертичные оледенения на территории СССР. — М.: Наука, 1987. — 118 с.
5. Величко А. А., Грибченко Ю. Н., Губонина З. П. и др. Основные черты строения лёссово-почвенной формации // Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. — М.: Ин-т географии РАН, 1997. — С. 5–25.
6. Гаврилов К. Н., Очердной А. К., Желтова М. Н. Культурная география палеолита Восточно-Европейской равнины: от микоча до эпиграветта. Путеводитель конференции — полевого семинара. — М.: Ин-т археологии РАН, 2019. — 204 с.
7. Глушанкова Н. И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полезные ископаемые. — 2015. — № 3. — С. 215–227.
8. Глушанкова Н. И., Агаджанян А. К. Палеогеографическая обусловленность формирования и распространения перигляциально-лёссовой формации неоплейстоцена в бассейнах рек Суры, Вятки, Камы // Известия Русского географического общества. — 2017. — № 149, вып. 5. — С. 56–80.
9. Губин С. В. Позднеплейстоценовое почвообразование на территории Северо-Востока Евразии // Докл. РАН. — 1996. — Т. 351, № 4. — С. 544–546.
10. Дроздов Н. И., Чеха В. П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртацкого геологического района (Северо-Минусинская впадина). — Красноярск: КГПУ, 2005. — 111 с.
11. Ербаева М. А. и др. Новый опорный разрез плейстоцена Улан-Жалга в Западном Забайкалье / М. А. Ербаева, А. Шетников, А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, Ф. И. Хензыхенова, И. А. Филинов, О. Д.-Ц. Намзалова, И. О. Нечаев // Докл. РАН. — 2019. — Т. 488, № 3. — С. 277–281.
12. Заррина Е. П., Каплянская Ф. А., Краснов И. И. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. — М.: Гостеолтехиздат, 1961. — С. 54–104.
13. Зыкина В. С., Зыкин В. С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. — Новосибирск: Гео, 2012. — 477 с.
14. Колеватых Е. А. К вопросу о генезисе и геохимии покровных суглинков Вятско-Камского Предуралья // Литосфера. — 2010. — № 6. — С. 55–65.
15. Колпаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. — 1970. — № 37. — С. 75–82.
16. Лёссовые породы СССР. В 2 т. Т. 2: Региональные особенности / под ред. Е. М. Сергеева и др. — М.: Недра, 1986. — 275 с.
17. Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. — М.: Наука, 1966. — С. 9–23.
18. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Гостеолкарте-1000/3 / под ред. Е. А. Мининой, В. В. Старченко. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. — 190 с.
19. Молодцовский Э. А., Богачкин А. Б., Рудянов И. Ф. Магнитостратиграфия лёссово-почвенной формации Восточного Предкавказья // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геол. — М., 2001. — Т. 76, вып. 6. — С. 54–62.
20. Павлюткин Б. И., Петренко Т. И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. — Владивосток: Дальнаука, 2010. — 164 с.
21. Попов А. И. Покровные суглинки и полигональный рельеф Большеземельской тундры // Вопросы географического мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. — М.: МГУ, 1962. — С. 109–130.
22. Рященко Т. Г. и др. Гипотезы формирования бурых суглинков Приморья: ретроспектива и новый взгляд (Дальний Восток России) / Т. Г. Рященко, Н. Н. Ухова, С. И. Штельмах, Н. И. Беянина, П. С. Беянин // Тихоокеанская геология. — 2011. — Т. 30, № 3. — С. 80–92.
23. Сергеев Е. М. (ред.). Карта прогноза просадочности территории распространения лёссовых пород в СССР. Масштаб 1 : 2 500 000. — М., 1989.
24. Томирдиаро С. В., Черненко Б. И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. — М.: Наука, 1987. — 197 с.
25. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / под ред. В. С. Волковой, А. Е. Бабушкина. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. — 64 с.
26. Шкатова В. К., Заррина Е. П. Четвертичные образования европейской части России. Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Том 1: Запад России и Урал. Книга 1: Запад России / под ред. Б. В. Петрова, В. П. Кирикова. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. — С. 167–194.
27. Frechen M. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia / M. Frechen, A. Zander, V. Zykina, W. Boenigk // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. — 2005. — Vol. 228. — Pp. 228–244.
28. Haase D., Fink J., Haase G. et al. Loess in Europe — its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000 // Quaternary Science Reviews. — 2007. — Vol. 26. — Pp. 1301–1312.
29. Kurbanov R. N., Yanina T. A., Murray A. S. et al. Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features: Field trip guide Loessfest 2018, September 23–29. — Volgograd, Russia, 2018. — 64 p.
30. Muhs D. R. Loess deposits, origins and properties // Encyclopedia of Quaternary Science. — Elsevier, 2007. — Pp. 1405–1418.
31. Murton J. B., Goslar T., Edwards M. E. et al. Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost and Periglacial Processes, 2015, vol. 26, no. 3, pp. 208–288.
32. Murton J. B., Edwards M. E., Lozhkin A. V. et al. Preliminary paleoenvironmental analysis of permafrost deposits at Batagaika megaslump, Yana Uplands, northeast Siberia // Quaternary Research. — 2017. — Vol. 87, no. 2. — Pp. 314–330.
33. Möller P., Bolshiyarov D. and Bergsten H. Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum // Boreas. — 1999. — Vol. 28, № 1. — Pp. 92–114.
34. Panin P. G., Timireva S. N., Konstantinov E. A. et al. Plio-Pleistocene paleosols: loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula // Catena. — 2019. — Vol. 172. — Pp. 590–618.
35. Pécsi M. Loess is not just the accumulation of dust // Quaternary International. — 1990. — Vol. 7/8. — Pp. 1–21.
36. Péwé T., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia // Geological Survey. Professional paper 1262. — Washington: United States Government Printing Office. — 1983. — 46 p.
37. Sher A. V. et al. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals / A. V. Sher, S. A. Kuzmina,

T. V. Kuznetsova, L. D. Sulerzhitsky // Quaternary Science Reviews. – 2005. – Vol. 24. – Pp. 553–569.

38. Velichko A. A., Catto N. R., Kononova M. Yu. et al. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region // Quaternary International. – 2009. – Vol. 198. – Pp. 204–219.

39. Velichko A. A., Morozov T. D., Nechaev V. P. et al. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia // Quaternary International. – 2006. – Vol. 152–153. – Pp. 4–30.

40. Wetterich S., Murton J. B., Toms P. et al. Ancient permafrost of the Batagay megasump (East Siberia) – first insights into chronostratigraphy // Processes and Palaeo-environmental changes in the Arctic: from past to present (PalaeoArc). 2nd International Conference. – URL: <https://www.hzdr.de/publications/Publ-30327> (дата обращения: 21.05.2021).

1. Astakhov V. I. Pozdnepleystotsenovaya obstanovka osadkonakopleniya v tsentre Zapadnoy Sibiri [Late Pleistocene sedimentary environment in the center of West Siberia]. *Pleystotsen Sibiri. Stratigrafiya i mezhregional'nye korrelyatsii*, 1989, pp. 118–126. (In Russian).

2. Astakhov V. I., Svensen Y.-I. Pokrovnaya formatsiya final'nogo pleystotsena na kraynem severo-vostoke Evropeyskoy Rossii [Covering formation of the final Pleistocene in the extreme northeast of European Russia]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2011, no. 47, pp. 12–27. (In Russian).

3. Vasil'chuk Yu. K., Kotlyakov V. M. Osnovy izotopnoy geokriologii i glyatsiologii [Fundamentals of isotope geocryology and glaciology]. Moscow, 2000, 616 p.

4. Velichko A. A., Isaeva L. L., Faustova M. A. Chetvertichnye oledeneniya na territorii SSSR [Quaternary glaciation on the territory of the USSR]. Moscow, Nauka, 1987, 118 p.

5. Velichko A. A., Gribchenko Yu. N., Gubonina Z. P. et al. Osnovnye cherty stroeniya lessovo-pochvennoy formatsii [The main features of the structure of the loess-soil formation]. *Lessovo-pochvennaya formatsiya Vostochno-Evropeyskoy ravniny*, Moscow, 1997, pp. 5–25. (In Russian).

6. Gavrilov K. N., Ocherednoy A. K., Zheltova M. N. Kul'turnaya geografiya paleolita Vostochno-Evropeyskoy ravniny: ot mikoka do epigravetta. Putevoditel' konferentsii – polevogo seminarara [The cultural geography of the Palaeolithic in the East-European plain: from the Micoquian to the Epigravettian. Conference field workshop guide book]. Moscow, 2019, 204 p.

7. Glushankova N. I. Structure, composition, and depositional environments of recent sediments in the Lower Kama river basin. *Lithology and Mineral Resources*, 2015, no. 3, pp. 215–227. (In Russian).

8. Glushankova N. I., Agadjanian A. K. Paleogeographical conditionality of formation and distribution of periglacial-loess formation of Neo-Pleistocene in basins of the rivers Sura, Vyatka, Kama. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*, 2017, no. 149, iss. 5, pp. 56–80. (In Russian).

9. Gubin S. V. Pozdnepleystotsennoye pochvoobrazovanie na territorii Severo-Vostoka Evrazii. *Doklady Earth Sciences*, 1996, vol. 351, no. 4, pp. 544–546. (In Russian).

10. Drozdov N. I., Chekha V. P., Khazarts P. Geomorfologiya i chetvertichnye otlozheniya Kurtakskogo geoarkheologicheskogo rayona (Severo-Minusinskaya vpadina) [Geomorphology and Quaternary deposits of the Kurtak geoarchaeological region (North-Minusinsk depression)]. Krasnoyarsk, 2005, 111 p.

11. Erbaeva M. A., Shchetnikov A. A., Kazanskiy A. Yu. et al. Novyy opornyy razrez pleystotsena Ulan-Zhalga v Zapadnom Zabaykal'e [New Pleistocene key section Ulan-Zhalga of the Western Transbaikalia]. *Doklady Earth Sciences*, 2019, vol. 488, no. 3, pp. 277–281. (In Russian).

12. Zarrina E. P., Kaplyanskaya F. A., Krasnov I. I. et al. Periglyatsial'naya formatsiya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Periglacial formation of the West Siberian lowland]. *Materialy po chetvertichnoy geologii i geomorfologii SSSR*. Moscow, 1961, pp. 54–104. (In Russian).

13. Zykina V. S., Zykin V. S. Lessovo-pochvennaya posledovatel'nost' i evolyutsiya prirodnoy sredy i klimata Zapadnoy Sibiri v pleystotsene [Loess-soil sequence and evolution of the natural environment and climate of Western Siberia in the Pleistocene]. Novosibirsk, Geo, 2012, 477 p.

14. Kolevatykh E. A. K voprosu o genezise i geokhimii pokrovnykh cuglinkov Vyatsko-Kamskogo Predural'ya [On the genesis and geochemistry of mantle loams in the Vyatka-Kama Cis-Uralia]. *Litosfera*, 2010, no. 6, pp. 55–65. (In Russian).

15. Kolpakov V. V. Ob iskopaemykh pustynnykh nizhnego techeniya r. Leny [About the fossil deserts of the lower reaches of the river Lena]. *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. 1970, no. 37, pp. 75–82. (In Russian).

16. Lessovye porody SSSR. V 2 t. T. 2: Regional'nye osobennosti [Loess rocks of the USSR. In 2 volumes. Vol. 2: Regional features]. Ed. E. M. Sergeev et al. Moscow, Nedra, 1986, 275 p.

17. Martynov V. A. Verkhnepliotsenovye i chetvertichnye otlozheniya yuzhnoy chasti Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Upper Pliocene and Quaternary deposits of the southern part of the West Siberian lowland]. *Chetvertichnyy period Sibiri*. Moscow, Nauka, 1966, pp. 9–23. (In Russian).

18. Metodicheskoe posobie po sostavleniyu melkomasshtabnykh kart chetvertichnykh obrazovaniy k Gosgeol'kart-1000/3 [Methodological manual for the compilation of small-scale maps of Quaternary formations to the State Geological Map-1000/3]. Eds.: E. A. Minina, V. V. Starchenko. St. Petersburg, VSEGEI, 2005, 190 p.

19. Molostovskiy E. A., Bogachkin A. B., Rudyanov I. F. Magnitostratigrafiya lessovo-pochvennoy formatsii Vostochnogo Predkavkaz'ya [Magnetostratigraphy of the loess-soil formation of the Eastern Ciscaucasia]. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdelenie geologii*. Moscow, 2001, vol. 76, iss. 6, pp. 54–62. (In Russian).

20. Pavlyutkin B. I., Petrenko T. I. Stratigrafiya paleogen-neogenovykh otlozheniy Primor'ya [Stratigraphy of the Paleogene-Neogene deposits of Primorye]. Vladivostok, Dal'nauka, 2010, 164 p.

21. Popov A. I. Pokrovnye suglinki i poligonal'nyy rel'ef Bol'shezemel'skoy tundry [Covering loams and polygonal relief of the Bolshezemelskaya tundra]. *Voprosy geograficheskogo merzlotovedeniya i periglyatsial'noy morfologii*. Moscow, 1962, 109–130. (In Russian).

22. Ryashchenko T. G., Ukhova N. N., Shtel'makh S. I., Belyanina N. I., Belyanin P. S. Hypotheses of the brown loam formation in the Primorye region (Russian Far East): hindsight and the new view. *Russian Journal of Pacific Geology*, 2011, vol. 30, no. 3, pp. 80–92. (In Russian).

23. Karta prognoza prosadochnosti territorii rasprostraneniya lessovykh porod v SSSR. Masshtab 1 : 2 500 000 [Map of the forecast of subsidence of the territory of distribution of loess rocks in the USSR. Scale 1:2,500,000]. Moscow, 1989.

24. Tomirdiario S. V., Chernen'kiy B. I. Kriogenno-eolovye otlozheniya Vostochnoy Arktiki i Subarktiki [Cryogenic-aeolian deposits of the Eastern Arctic and Subarctic]. Moscow, Nauka, 1987, 1987 p.

25. Unifitsirovannaya regional'naya stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny [Unified Regional Stratigraphic Scheme of Quaternary Deposits

of the West Siberian Plain]. Eds.: V. S. Volkova, A. E. Babushkin. Novosibirsk, 2000, 64 p., 3 pril.

26. Shkatova V. K., Zarrina E. P. Chetvertichnye obrazovaniya evropeyskoy chasti Rossii. Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. V 6 tomakh. Tom 1: Zapad Rossii i Ural. Kniga 1: Zapad Rossii [Quaternary formations of the European part of Russia. Geology and mineral resources of Russia. In 6 volumes. Volume 1: West of Russia and the Urals. Book 1: West of Russia]. Eds.: B. V. Petrov, V. P. Kirikov. St. Petersburg, VSEGEI, 2006, pp. 167–194.

27. Frechen M., Zander A., Zykina V., Boenigk W. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, vol. 228, pp. 228–244.

28. Haase D., Fink J., Haase G. et al. Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews*, 2007, vol. 26, pp. 1301–1312.

29. Kurbanov R. N., Yanina T. A., Murray A. S. et al. *Diversity of loess: properties, stratigraphy, origin and regional features: Field trip guide Loessfest 2018*, September 23–29, Volgograd, Russia, 2018, 64 p.

30. Muhs D. R. Loess deposits, origins and properties. *Encyclopedia of Quaternary Science*, Elsevier, 2007, pp. 1405–1418.

31. Murton J. B., Goslar T., Edwards M. E. et al. Palaeoenvironmental interpretation of yedoma silt (ice complex) deposition as cold-climate loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, vol. 26, no. 3, pp. 208–288.

32. Murton J. B., Edwards M. E., Lozhkin A. V. et al. Preliminary paleoenvironmental analysis of permafrost deposits at Batagaika megaslump, Yana Uplands, northeast Siberia. *Quaternary Research*, 2017, vol. 87, no. 2, pp. 314–330.

33. Möller P., Bolshiyarov D. and Bergsten H. Weichselian geology and palaeoenvironmental history of the central Taimyr Peninsula, Siberia, indicating no glaciation during the last global glacial maximum. *Boreas*, 1999, vol. 28, no. 1, pp. 92–114.

34. Panin P. G., Timireva S. N., Konstantinov E. A. et al. Plio-Pleistocene paleosols: loess-paleosol sequence studied in the Beregovoye section, the Crimean Peninsula. *Catena*, 2019, vol. 172, pp. 590–618.

35. Pécsi M. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, 1990, vol. 7/8, pp. 1–21.

36. Péwé T., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia. *Geological Survey. Professional paper 1262*. Washington, United States Government Printing Office, 1983, 46 p.

37. Sher A. V., Kuzmina S. A., Kuznetsova T. V., Sulerzhitsky L. D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic derived from fossil insects, plants and mammals. *Quaternary Science Reviews*, 2005, vol. 24, pp. 553–569.

38. Velichko A. A., Catto N. R., Kononova M. Yu. et al. Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the Quaternary: Evidence from the Sea of Azov region. *Quaternary International*, 2009, vol. 198, pp. 204–219.

39. Velichko A. A., Morozov T. D., Nechaev V. P. et al. Loess/paleosol/cryogenic formation and structure near the northern limit of loess deposition, East European Plain, Russia. *Quaternary International*, 2006, vol. 152–153, pp. 4–30.

40. Wetterich S., Murton J. B., Toms P. et al. Ancient permafrost of the Batagaika megaslump (East Siberia) – first insights into chronostratigraphy. *Processes and Palaeoenvironmental changes in the Arctic: from past to present (PalaeoArc 2021)*. 2nd International Conference, Pisa, 24–28 May 2021, 2021, p. 95, available at: <https://doi.org/10.3301/ABSGI.2021.02> (accessed 21 May 2021).

---

Астахов Валерий Иванович – профессор, СПбГУ<sup>1</sup>; вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ<sup>2</sup>. <val@nb15514.spb.edu>

Пестова Людмила Егоровна – вед. геолог, ВСЕГЕИ<sup>2</sup>. <Ludmila\_Pestova@vsegei.ru>

Шкатова Валентина Кронидовна – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ<sup>2</sup>. <Valentina\_Shkatova@vsegei.ru>

Astakhov Valeriy Ivanovich – Professor, SPbU<sup>1</sup>; Leading Researcher, VSEGEI<sup>2</sup>. <val@nb15514.spb.edu>

Pestova Lyudmila Egorovna – Leading Geologist, VSEGEI<sup>2</sup>. <Ludmila\_Pestova@vsegei.ru>

Shkatova Valentina Kronidovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI<sup>2</sup>. <Valentina\_Shkatova@vsegei.ru>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ). Университетская наб., д. 7–9, Санкт-Петербург, Россия, 199034.

St. Petersburg University (SPbU). 7-9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, Russia, 199034.

<sup>2</sup> Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, Россия, 199106.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, Russia, 199106.