*ИЗВЕСТИЯ РАН. СЕРИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ, 2013, № 5, с. 85–96*

## ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ

*УДК 631.48+551.243+551.254+551.3 (470.23)*

# ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИЕ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ГЛИНЫ ЦЕНТРА ЯРОСЛАВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ, ИХ СВОЙСТВА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ*

**© 2013 г. А.В. Русаков, С.Н. Лессовая**

*Санкт-Петербургский государственный университет*

Поступила в редакцию 19.10.2012 г.

В статье охарактеризованы поздневалдайские озерно-ледниковые глины, приуроченные к столообразной островной поверхности с абсолютными отметками ~150–160 м, расположенные в центре Ярославского Поволжья (макросклон северной экспозиции Борисоглебской возвышенности). Показано, что глины обладают как сходством с лёссовидными и моренными глинами, так и отличительными чертами.

К наиболее специфическим признакам озерно-ледниковых глин относятся отсутствие крупного валунно-галечного материала, песчано-пылевато-плазменное микросложение, более низкая емкость катионного обмена и высокая насыщенность основаниями. Выявлено, что все исследованные породы разного генезиса имеют фазовый минералогический состав, характерный для монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой провинции московского оледенения северо-востока европейской территории России. Однако наличие индивидуального хлорита в нескольких образцах только озерно-ледниковых глин указывает на невозможность поступления материала с более высоких гипсометрических позиций (бортов и водоразделов Борисоглебской возвышенности), сложенных моренными и лёссовидными глинами. На основе данных метода оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) показано, что возраст озерно-ледниковых глин составляет 15.5±1.2 тыс. лет, а хроноинтервал их седиментации соответствует вепсовской стадии валдайского криохрона и маркирует донные поверхности озер до высот ~160 м. Обосновано выделение поздневалдайских озерно-ледниковых глин в самостоятельную генетическую группу четвертичных отложений северной части приледниковой зоны Русской равнины, ограниченной линиями продвижения Московского и Валдайского (Осташковского) ледников.

**Введение.** Компонентный состав почвенного покрова центра Русской равнины характеризуется наличием сформированных на глинах почв, которые приурочены преимущественно к террасовидным поверхностям, абсолютные отметки которых чаще всего составляют 130–160 м. Выступающие почвообразующими породами глины отличаются от распространенных здесь бескарбонатных и карбонатных лёссовидных (покровных) отложений меньшей облёссованностью, а от морен – безвалуненностью. Выходы глин имеют локальное распространение и четкую приуроченность к геоморфологическим позициям. Развивающиеся на глинах почвы в целом отражают “зональную” направленность почвообразовательного процесса, то есть характеризуются наличием типичной для дерново-подзолистых почв южной тайги текстурной дифференциацией.

На территории Ярославского Поволжья, расположенной в пределах ближайшей перигляциальной зоны центра Русской равнины, эти глины чаще всего не перекрыты более поздними отложениями. При характеристике состава почвообразующих пород Ярославского Поволжья [21] эти породы как самостоятельная единица не рассматривались. Тем не менее проведенные нами в рамках крупномасштабного почвенного картографирования на площади в несколько тысяч квадратных километров полевые исследования почв показали, что почвы на глинистых отложениях повышенных гипсометрических позиций занимают сотни гектар.

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-04-00392а).

Выявление хроноинтервала седиментации озерно-ледниковых (бассейновых) отложений представляет исключительное значение с палеогеографической точки зрения, в том числе для реконструкции ландшафтной обстановки региона на заключительных этапах позднего неоплейстоцена. Предположительно эти глинистые отложения в определенных гипсометрических позициях данной территории маркируют донные поверхности приледниковых подпрудных озер (ППО), существовавших в пределах бассейна Верхней Волги в период максимальной стадии осташковского (валдайского) оледенения [10, 14], то есть 18–20 тыс. л. н. Порог стока ППО проходил по Смоленско-Московской, Галичско-Чухломской возвышенностям и Северным увалам, один берег этих озер образовывал край ледника. В условиях равнинной территории даже небольшое повышение гипсометрического уровня поверхности озер приводит к резкому увеличению площади затопления на значительной территории, что, в свою очередь, обусловливает формирование обширных массивов контрастных однородных и двучленных пород субаквального и супераквального генезиса. Строение и свойства последних во многом определяют тренд голоценового педогенеза развитых на них почв.

Таким образом, для установления генетико-географических закономерностей формирования голоценовых почв, эволюции ландшафтов заключительного этапа позднего неоплейстоцена (~10–20 тыс. л. н.) исключительное значение имеют данные о возрасте, генезисе и свойствах отложений. По различным оценкам, уровень поздневалдайских озерных бассейнов варьировал в широких пределах: от низких (а. о. 98–122 м) [1, 3, 30, 31] до довольно высоких (а. о. 140–162 м) [4, 5, 10, 11, 13, 14, 19, 20, 22, 23, 29, 32, 33]. Причем большинство исследователей придерживаются последней точки зрения. В детальной работе, посвященной палеогеографии Верхневолжской системы ППО, максимальный уровень их поднятия определен до а. о. 145–160 м [14]. Проведенные нами исследования [15, 28, 36] для пылеватых супесчано-суглинистых почвообразующих пород, в том числе перекрывающих средневалдайские (46–25 тыс. л. н.) палеопочвы и педоседименты Ярославского Поволжья, показали, что существовала система региональных ППО в период максимальной стадии валдайского криохрона с еще более высоким предполагаемым уровнем стояния зеркала вод до а. о. 180 м.

**Цель работы** – выявление свойств озерных глин центра Ярославского Поволжья, имеющих локальное распространение и занимающих высокие гипсометрические позиции, на основании как общей характеристики, так и данных микрофологического и минералогического анализов, а также палеогеографическая интерпретация полученных результатов.

**Объекты и методы.** Район исследования находится в центре Ярославского Поволжья (рис. 1А) и представляет собой водораздельную поверхность Борисоглебской возвышенности и ее макросклон северной экспозиции, а также сопредельные участки, приуроченные к долине среднего течения р. Устье (рис. 1Б). Объектами исследования послужили почвообразующие породы шести опорных почвенных разрезов, заложенных в пределах двух ключевых участков.

Первый ключевой участок охватывает плоско-западинную террасовидную столообразную поверхность Борисоглебской возвышенности с а. о. 150–160 м. Исследовались озерно-ледниковые глины (переходные к породе горизонты, почвообразующие и подстилающие горизонты), рассматриваемые нами как условные почвообразующие породы. Выбор опорных разрезов проведен на основании их гипсометрической приуроченности к террасовидной поверхности и охватывает варьирование высотных отметок.

Разрез 1Б-96 агродерново-сверхглубокоподзолистой глубоко оглеенной почвы расположен на поверхности с а. о. 150 м, в нем исследовался гор. BCg3. Разрез 4Б-96 агродерново-глубокоподзолистой почвы расположен на а. о. 152 м, в нем исследовался гор. BCt. Разрез 2Б-96 агрозема профильно оглеенного приурочен к а.о. 153 м, в котором изучался гор. Cg6. Перечисленные три породы можно рассматривать как “центральный образ” озерно-ледниковых отложений, занимающих низкий гипсометрический уровень. Эти породы не перекрыты другими по гранулометрическому составу отложениями. Образцы разрезов 1Б-96 и 4Б-96 представляют собой породы, маркирующие плоскую донную поверхность наиболее низких гипсометрических позиций, а разрез 2Б-96 был заложен в пределах ложбинообразного понижения, что не исключает локальное перераспределение седиментационного материала.

Разрез 3Б-96 агродерново-элювозема глинисто-иллювиированного расположен на поверхности с а. о. 156.5 м, в котором изучался гор. Dt2. Порода этого разреза перекрыта тонкосупесчаным озерно-ледниковым сортированным наносом. В контексте данной статьи этот образец используется для иллюстрации различий свойств пород в зависимости от ландшафтных условий осадконакопления, в том числе гипсометрической позиции.

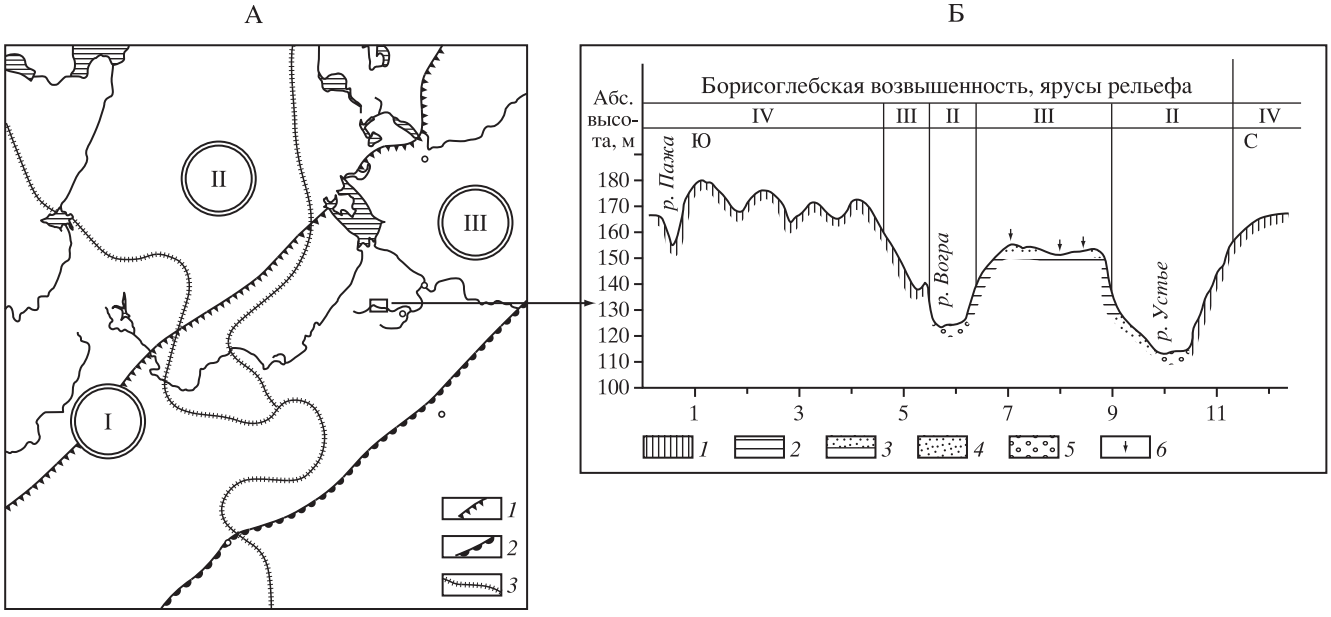


**Рис. 1.** Район исследования (отмечен квадратом). А – минералогические провинции морен (по [6]): I – каолинит-гидрослюдистая; II – вермикулит-каолинит-гидрослюдистая; III – монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистая. Б – литолого-геоморфологический профиль по линии Борисоглебская возвышенность – полого-волнистая равнина: *1* – бескарбонатные лёссовидные суглинки и глины; *2* – озерно-ледниковые глины; *3* – озерно-ледниковые супеси, подстилаемые озерно-ледниковыми глинами; *4* – озерно-ледниковые супеси; *5* – аллювиальные отложения; *6* – места заложения почвенных разрезов.

Второй ключевой участок представляет собой полого-волнистую водораздельную поверхность Борисоглебской возвышенности с а. о. 200–210 м, он заметно выше, чем первый ключевой участок. Его поверхность, судя по всем палеогеографическим данным, не затапливалась водами ППО в максимальную стадию последнего оледенения. Объектами исследования здесь послужили почвообразующие породы заведомо субаэрального генезиса, отражающие разнообразие тяжелых по гранулометрическому составу отложений. Изученные породы представлены бескарбонатными лёссовидными (покровными) (разрез 22, гор. BCt) и моренными (разрез 465, гор. BCt) глинами, на которых развиты агродерново-глубокоподзолистые почвы. Анализ этих пород в рамках данного исследования приведен для иллюстрации специфики, а также сходства/различия с ними глинистых отложений озерно-ледникового генезиса более низких гипсометрических позиций Борисоглебской возвышенности (первый ключевой участок).

Выбор ключевых участков и опорных разрезов проведен в рамках крупномасштабного почвенного картографирования ряда районов Ярославской области на площади 4.7 тыс. км$^2$. Название почв и индекс почвенных горизонтов даны в соответствии с классификацией 2004 г. [16]. Гранулометрический состав пород определен по методике ускоренного варианта Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева с применением пипетки и диспергацией пирофосфатом натрия [25]. Определение химических и физико-химических свойств пород проведено по стандартным методам [2]. Валовый химический состав определен рентгено-спектральным флуоресцентным методом на приборе ARL9800. Расчет энтропийной меры сортированности пород осуществлялся по формуле, предложенной для расчета этого показателя Романовским [26]. Абсолютный возраст отложений определен на основе оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) в лаборатории четвертичной геохронологии Таллинского технологического университета (руководитель А.Н. Молодьков).

Микроморфологические фотоизображения получены и обработаны в компьютерной системе ImageScop S, состоящей из цифрового фотоаппарата Olympus Cammedia 5050Z и программы обработки изображения. Илистые фракции (<0.001 мм) выделены из мелкозема почвообразующих пород (нижних горизонтов разрезов) в результате седиментации по методу Горбунова. Съемка ориентированных образцов проведена на приборе ДРОН-2: CoK$\alpha$, монохроматор, трубка 32 kV, ток 20 mA, скорость гониометра 4º/мин. Предварительная обработка образцов включает насыщение этиленгликолем и прокаливание при температуре 550 ºС в течение 3 ч.

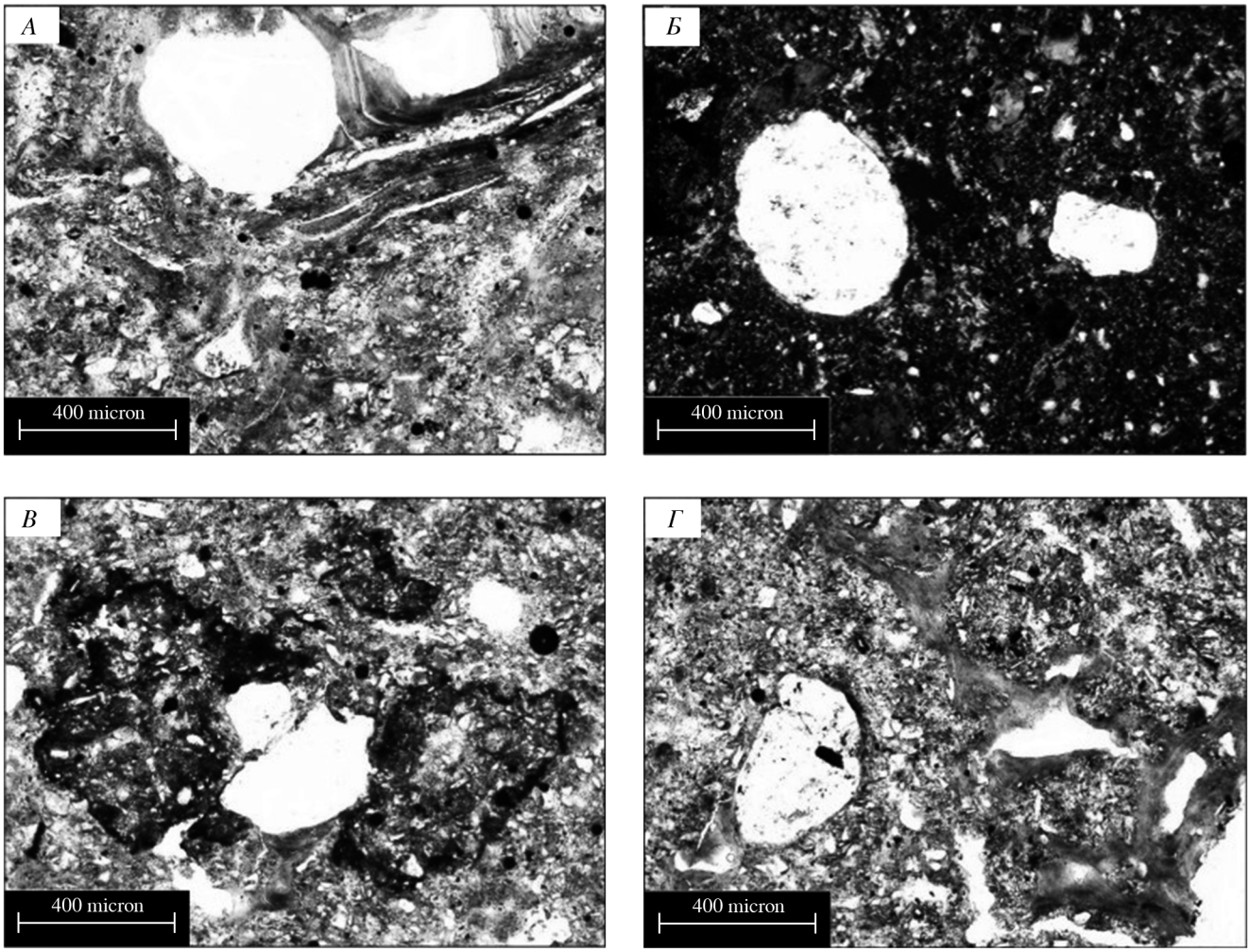


**Рис. 2.** Микроморфологическое строение озерно-ледниковой глины, разрез 4Б-96, гор. BCt (120–125 см): *А* – зона преобладания пылевато-плазменного материала. Многослойная кутана, в том числе с пылеватой прослойкой, N II; *Б* – песчано-пылевато-плазменное сложение. Окатанные зерна кварца, NI +; *В* – железистые стяжения, N II; *Г* – окатанное зерно кварца. Глинистая кутана, N II.

**Результаты и обсуждение**. *Морфологическая характеристика*. Озерно-ледниковые глины, перекрывающие террасовидную поверхность Борисоглебской возвышенности с а.о. 150–160 м (первый ключевой участок) характеризуются наличием ряда признаков, отличающих их от окружающих моренных и покровных глин. Общими чертами макроморфологического строения этих отложений является темно-бурая окраска, плотное сложение, наличие пористости и отчетливо выраженные трещиноватость, в том числе обусловленная морозобойными процессами, и тонкоплитчатая или плитчатая структура. Ширина плиток варьирует в пределах от 1.5–2.0 до 3.5–4.0 см, высота плиток не превышает 0.3–0.5 см. Также в этих глинах отсутствует крупный валунно-галечный материал. Изредка наблюдается включение мелкого окатанного материала – гравия (1–3 мм); в редких случаях встречаются единичные включения мелкого хряща (3–5 мм).

Микростроение озерно-ледниковых глин также имеет ряд общих свойств. Рассмотрим их на примере гор. BCt (120–125 см) из разреза 4Б-96, приуроченного к самой низкой (152 м) гипсометрической отметке (рис. 2). Характерно песчано-пылевато-плазменное микросложение и включение более тонкодисперсных пылевато-плазменных зон. Наличие зон с различным микросложением иллюстрирует формирующуюся в процессе седиментации глин в озерных бассейнах слоистость. В основу включены хорошо окатанные минеральные зерна кварца. Возможно, что их присутствие отражает высокую интенсивность процессов обработки поверхностей зерен во время отложения глинистого материала. Интенсивное развитие иллювиальных процессов в почвенном профи-

**Таблица 1.** Плотность сложения ($\rho$), плотность ($d$), общая пористость ($П_{общ.}$), гранулометрический состав, медианный диаметр частиц ($Md$) и энтропийная мера сортированности ($Hr$) почвообразующих пород

| Разрез | Горизонт | Глубина, см | $\rho$ | $d$ | $П_{общ.}$, % | Содержание фракций, %; размер частиц, мм | | | | | | | $Md$ | $Hr$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | г/см$^3$ | | | 1–0,25 | 0,25–0,05 | 0,05–0,01 | 0,01–0,005 | 0,005–0,001 | < 0,001 | < 0,01 | | |
| Озерно-ледниковые глины | | | | | | | | | | | | | | |
| 1Б-96 | BCg3 | 142–150 | 1.7 | 2.82 | 40 | 0 | 2 | 40 | 4 | 9 | 45 | 58 | 0.003 | 0.64 |
| 4Б-96 | BCt | 115–125 | 1.7 | 2.60 | 35 | 1 | 21 | 23 | 5 | 2 | 48 | 55 | 0.005 | 0.72 |
| 2Б-96 | Cg6 | 125–135 | 1.7 | 2.70 | 37 | 2 | 36 | 5 | 9 | 11 | 37 | 57 | 0.006 | 0.79 |
| 3Б-96 | Dt2 | 110–115 | 1.6 | 2.80 | 43 | 1 | 7 | 39 | 14 | 3 | 36 | 53 | 0.010 | 0.75 |
| Бескарбонатные лёссовидные (покровные) глины | | | | | | | | | | | | | | |
| 22 | BCt | 150–160 | 1.5 | 2.68 | 44 | 0 | 0 | 47 | 10 | 11 | 32 | 53 | 0.008 | 0.66 |
| Моренные глины | | | | | | | | | | | | | | |
| 465 | BCt | 110–120 | 1.8 | 2.72 | 34 | 14 | 13 | 21 | 4 | 17 | 31 | 52 | 0.008 | 0.93 |

Примечание. $Md$ – медианный диаметр частиц, мм; $Hr$ – энтропийная мера сортированности.

ле проявляется в наличии даже в этом горизонте иммобилизованных в минеральную основу многослойных глинистых, а также пылеватых кутан, свидетельствующих о проявлении процесса суспензионного переноса силикатного материала [7].

Отложения субаэрального генезиса, представленные бескарбонатными лёссовидными глинами в пределах полого-волнистой водораздельной поверхности Борисоглебской возвышенности (разрез 22, второй ключевой участок) в отличие от озерно-ледниковых глин, характеризуются палевой окраской и плитчато-призматической структурой. Моренные глины (разрез 465) резко отличаются от озерно-ледниковых буровато-красной окраской, завалуненностью, глыбистой структурой и отсутствием пористости. Характерно, что и в покровных, и в моренных глинах отсутствует сеть морозобойных трещин.

*Аналитические свойства*. Озерно-ледниковые глины террасовидной поверхности Борисоглебской возвышенности, не перекрытые облегченным наносом, то есть за исключением разреза 3Б-96 (первый ключевой участок), имеют плотность сложения 1.7 г/см$^3$. Они занимают промежуточное положение по этому показателю между лёссовидными (разрез 22) и моренными (разрез 465) глинами полого-волнистой водораздельной поверхности Борисоглебской возвышенности (второй ключевой участок) (табл. 1). Образец глины, перекрытый облегченным наносом (разрез 3Б-96), выделяется из группы озерно-ледниковых глин меньшей плотностью сложения. По величине медианного диаметра частиц ($Md$) также выделяется та же группа «чистых» неперекрытых глин, в которой этот показатель варьирует в пределах 0.003–0.006 мм. Эта величина меньше, чем у лёссовидных и моренных глин. В отличие от плотности сложения и медианного диаметра частиц, показатели плотности твердой фазы и общей порозности не выявляют четких закономерностей и не отличаются существенным образом от таковых для моренных и лёссовидных глин.

Несмотря на то что все изученные породы относятся к легким глинам, среди озерно-ледниковых отложений разрезы 1Б-96 и 4Б-96 выделяются большей обогащенностью илистой фракцией (только илистой, а не физической глины в целом). Эти разрезы маркируют плоскую донную поверхность наиболее низких гипсометрических позиций. Здесь илистая фракция достигает 45–48% и является максимальной для четвертичных отложений перигляциальной зоны Русской равнины. Остальные два разреза озерно-ледниковых глин, то есть несколько более высоких гипсометрических позиций, не отличаются значимо по содержанию илистой фракции и физической глины в целом от лёссовидных и моренных глин. Отметим, что для озерно-ледниковых глин прослеживается четкая тенденция уменьшения доли тонких фракций с увеличением абсолютных высот поверхности (табл. 1).

Кроме того, озерно-ледниковые глины различаются по содержанию преобладающих фракций. Среди них можно выделить крупнопылевато-иловатые, занимающие наиболее низкие гипсометрические отметки (разрезы 1Б-96 и 4Б-96), песчано-иловатые, представленные разрезом 2Б-96, и иловато-крупнопылеватые (разрез 3Б-96). Лёссовидные глины относятся к иловато-крупнопылеватым, а моренные к песчано-иловатым. Таким образом, среди самих озерно-ледниковых глин

**Таблица 2.** Физико-химические свойства почвообразующих пород

| Разрез | Горизонт | Глубина, см | pH | | ГК | *S* | ЕКО | *V*, % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | водный | солевой | м-экв/100 г | | | |
| Озерно-ледниковые глины | | | | | | | | |
| 1Б-96 | BCg3 | 142–150 | 5.9 | 4.3 | 2.0 | 20.3 | 22.3 | 91 |
| 4Б-96 | BCt | 115–125 | 4.9 | 3.5 | 4.7 | 16.9 | 21.6 | 78 |
| 2Б-96 | Cg6 | 125–135 | 5.3 | 3.9 | 2.2 | 15.1 | 17.3 | 87 |
| 3Б-96 | Dt2 | 110–115 | 5.4 | 3.9 | 2.5 | 16.8 | 19.3 | 87 |
| Бескарбонатные лёссовидные (покровные) глины | | | | | | | | |
| 22 | BCt | 150–160 | 5.9 | 4.2 | 6.1 | 23.4 | 29.5 | 79 |
| Моренные глины | | | | | | | | |
| 465 | BCt | 110–120 | 4.7 | 3.2 | 5.2 | 18.3 | 23.5 | 78 |

Примечание. ГК – гидролитическая кислотность; *S* – сумма поглощенных оснований; ЕКО – емкость катионного обмена; *V* – степень насыщенности основаниями.

**Таблица 3.** Валовой химический состав почвообразующих пород опорных разрезов (% от прокаленной навески)

| Разрез | Горизонт | Глубина, см | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | CaO | MgO | MnO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $P_2O_5$ | $TiO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Озерно-ледниковые глины | | | | | | | | | | | | |
| 1Б-96 | BCg3 | 142–150 | 73.06 | 14.12 | 5.50 | 1.04 | 1.67 | 0.06 | 2.54 | 0.91 | 0.12 | 0.87 |
| 4Б-96 | BCt | 115–125 | 73.06 | 14.14 | 5.73 | 0.81 | 1.73 | 0.07 | 2.36 | 0.97 | 0.11 | 0.85 |
| 2Б-96 | Cg6 | 125–135 | 78.27 | 11.12 | 4.54 | 0.74 | 1.24 | 0.05 | 2.19 | 0.82 | 0.10 | 0.68 |
| 3Б-96 | Dt2 | 110–115 | 74.31 | 13.40 | 5.24 | 0.83 | 1.54 | 0.07 | 2.50 | 0.93 | 0.11 | 0.84 |
| Бескарбонатные лёссовидные (покровные) глины | | | | | | | | | | | | |
| 22 | BCt | 150–160 | 72.82 | 13.79 | 4.93 | 0.87 | 1.65 | 0.05 | 2.69 | 1.00 | 0.10 | 0.87 |
| Моренные глины | | | | | | | | | | | | |
| 465 | BCt | 110–120 | 79.23 | 10.38 | 4.19 | 0.82 | 1.34 | 0.07 | 2.23 | 1.02 | 0.10 | 0.55 |

выделяется наиболее контрастная по отношению к лёссовидным и моренным глинам группа пород самых низких гипсометрических позиций.

Энтропийная мера сортированности всех глинистых пород превышает 0.5, что позволяет отнести изученные отложения к разряду плохо сортированных седиментов [26]. По этому показателю наиболее сортированными, в силу того, что в гранулометрическом составе резко доминируют две фракции – илистая и лёссовидная, являются отложения из разреза 1Б-96 самой низкой гипсометрической позиции. При этом в данном случае сортированность глины выше, чем в лёссовидных глинах (разрез 22). Отметим, что лёссовидные отложения являются примером наиболее сортированных отложений центра Русской равнины. Сортированность лёссовидных глин объясняется заметным доминированием одной фракции (крупнопылеватой), в то время как моренные глины характеризуются более или менее равномерным содержанием фракций гранулометрического состава при выраженном минимуме средней пыли.

Актуальная кислотность во всех изученных породах находится в кислом – слабокислом диапазоне (табл. 2). На уровне тенденции в озерно-ледниковых глинах емкость катионного обмена меньше, а степень насыщенности основаниями выше из-за более низких величин гидролитической кислотности по сравнению с лёссовидными и моренными породами.

По повышенному содержанию кремнезема в валовом химическом составе выделяются песчано-иловатый вариант озерно-ледниковых глин (разрез 2Б-96) и моренные глины, также отнесенные к песчано-иловатым по гранулометрическому составу (табл. 3). На уровне тренда можно отметить, что наибольшая доля кремнезема приходится на моренные глины, наименьшая –

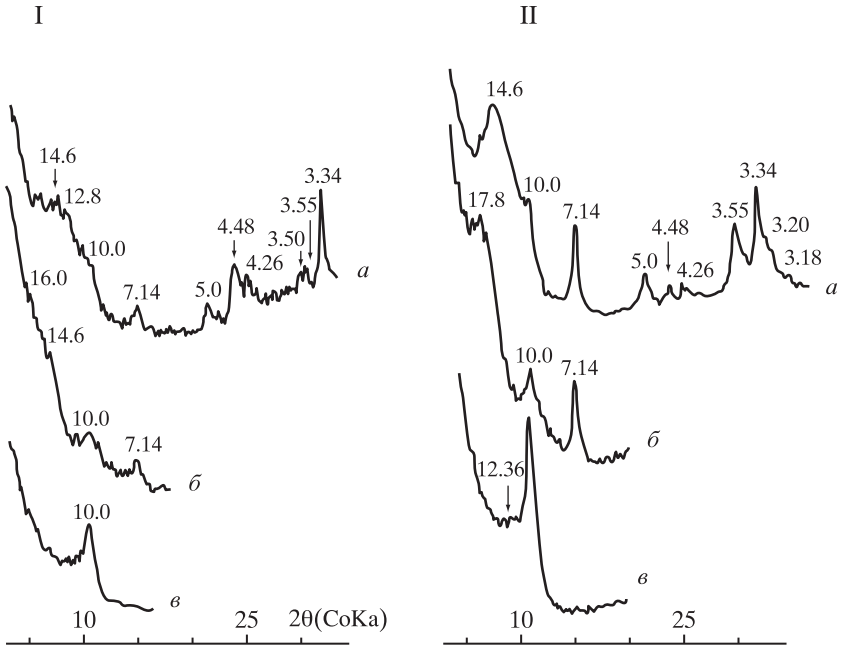


**Рис. 3.** Рентген-дифрактограммы ориентированных образцов илистых фракций: I – лёссовидные (покровные) глины, разрез 22, II – моренные глины, разр. 465. Условные обозначения: *а* – воздушно-сухой образец, *б* – насыщенный этиленгликолем, *в* – прокаленный при 550 ºС.

на лёссовидные. Среди озерно-ледниковых глин наблюдается тенденция увеличения кремнезема в наиболее облегченных по содержанию илистой фракции породах (разрезы 2Б-96 и 3Б-96), занимающих в этой группе повышенные абсолютные отметки (табл. 1).

Только крупнопылевато-иловатые разности озерно-ледниковых глин, отлагавшиеся на поверхности с низкими а. о. (разрезы 1Б-96 и 4Б-96), обогащены полуторными оксидами по сравнению с другими породами (табл. 3). К ним же приурочено более высокое содержание оксидов кальция и особенно магния, по сравнению с выше расположенными разрезами озерно-ледниковых глин. Из всех исследованных пород наиболее обогащенными этими оксидами оказались моренные глины (разрез 22). По содержанию окислов MnO, $Na_2O$, $P_2O_5$ и $TiO_2$ все исследованные породы мало различаются между собой. Наибольшим содержанием $K_2O$ среди всех глин выделяются лёссовидные (разрез 22).

*Минералогический состав илистых фракций отложений.* В илистой фракции всех исследованных пород диагностированы слюды с дефицитом катионов в межпакетном промежутке (название дано по [35]), или гидрослюды (пик с *d/n* 10.0 Å и целочисленная серия отражений, стабильных после насыщения этиленгликолем и прокаливания при 550 ºС, где достаточно интенсивное отражение 5.0 Å указывает на присутствие диоктаэдрической разности) (рис. 3,4). Асимметричность 10.0 Å пика в сторону малых углов на дифрактограммах воздушно-сухих образцов свидетельствует об их значительной деградации. Продуктом деградации являются неупорядоченные слюда-смектитовые образования с различным содержанием смектитовых пакетов [9]. Неупорядоченные смешанослойные образования с низким (<50%) содержанием смектитовых (вермикулитовых) пакетов определяются по асимметрии 10.0 Å пика в сторону малых углов на дифрактограммах воздушно-сухих образцов и уменьшению асимметрии после насыщения этиленгликолем. На присутствие неупорядоченных смешанослойных образований с высоким (>50%) содержанием смектитовых пакетов указывает пик с величиной *d/n* ≥17 Å после насыщения этиленгликолем.

В разрезах 3Б-96 и 2Б-96 диагностируется индивидуальный хлорит по наличию отражений 13.8 Å–14.0 Å на дифрактограммах прокаленных и 4.75 Å и 14.6 Å на воздушно-сухих (рис. 4). В остальных случаях вероятно присутствие в небольшом количестве неупорядоченного смешанослойного хлорит-смектитового образования, на что указывает неинтенсивное отражение в области 13.8–11.7 Å на дифрактограммах прокаленных образцов. Каолинит диагностируется во всех разрезах по отражению 7.14 Å, исчезающему после прокаливания, на его наличие в присутствии

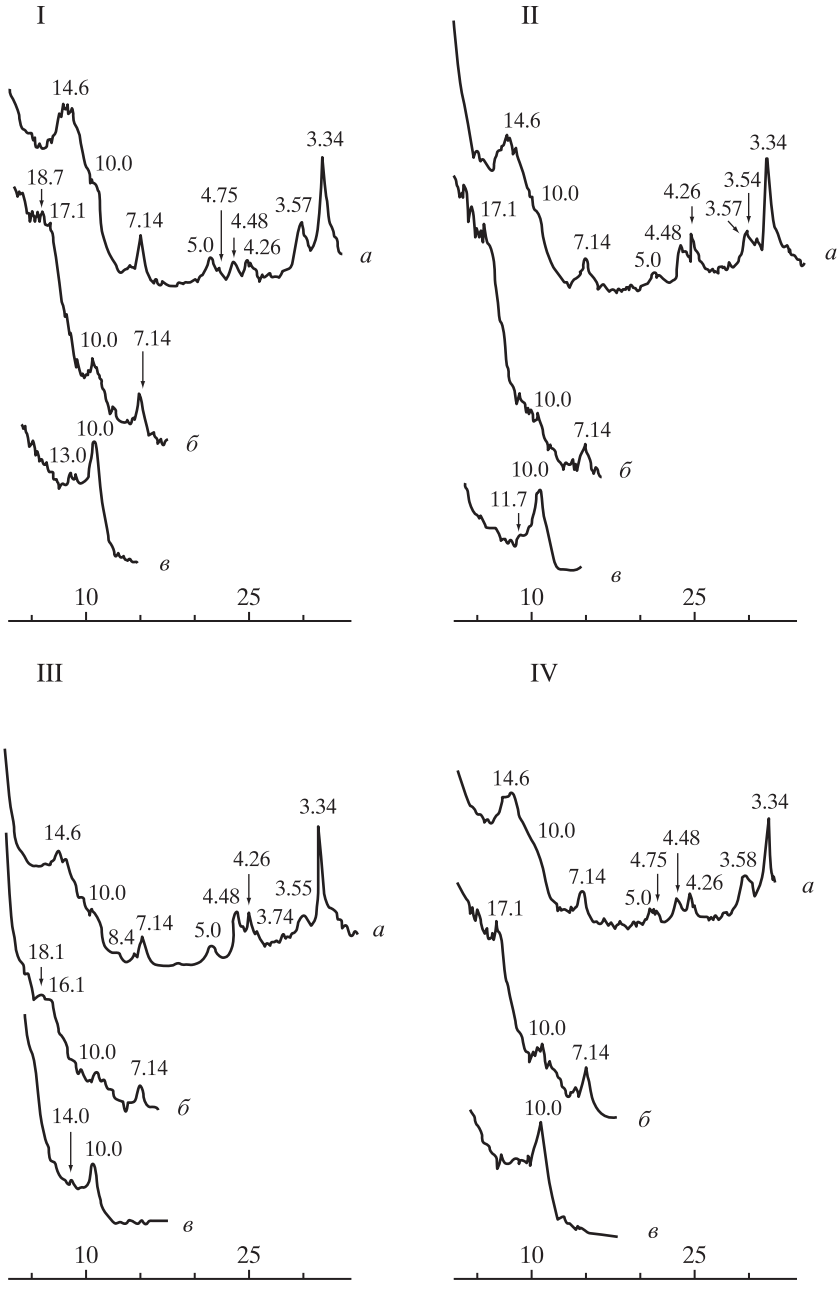


**Рис. 4.** Рентген-дифрактограммы ориентированных образцов илистых фракций озерно-ледниковых глин: I – разрез 2Б-96, II – разрез 4Б-96, III – разрез 3Б-96, IV – разрез 1Б-96. Условные обозначения как на рис. 3.

хлорита указывает также раздвоенность пика в области 3.54–3.58 Å. Из неглинистых минералов во всех горизонтах присутствует кварц (отражения 4.26 и 3.34 Å).

Таким образом, минералогическая ассоциация содержит слюды с дефицитом катионов (гидрослюды), продукты их трансформации – неупорядоченные смешанослойные образования с различным содержанием смектитовых пакетов, в том числе высоким (>50А%), то есть смектитовую фазу. Только в двух разрезах (3Б-96 и 2Б-96) отмечена примесь индивидуального хлорита. В остальных возможно (из-за небольшого количества нельзя диагностировать достоверно) присутствие продуктов деградации хлорита – неупорядоченного смешанослойного хлорит-смектитового образования. В целом такой фазовый состав характерен для четвертичных пород центральных регионов европейской территории России. На карте петрографо-минералогических разрядов основных парагенетических групп почвообразующих четвертичных отложений они выделены как гидрослюдисто-смектитовые [8].

Тем не менее, несмотря на указанное сходство, исследованные породы характеризуются спецификой, обусловленной генезисом (озерно-ледниковые, лёссовидные и моренные глины), удаленностью от области сноса, положением в позициях мезорельефа и макрорельефа (бортов и водораздельных островных поверхностей, в данном случае – Борисоглебской возвышенности, не затапливавшихся водами ППО в период максимальной стадии валдайского оледенения).

Породы разрезов 22 и 465, расположенные на высоких водораздельных поверхностях, различаются по степени упорядоченности слоев относительно друг друга в минералах (рис. 3). Бóльшая упорядоченность материала характеризует моренные глины (разрез 465). Слоистые силикаты на рентген-дифрактограммах этой породы дают наиболее интенсивные и симметричные пики. По фазовому составу глинистых минералов изученные моренные глины близки к моренам “монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой провинции” (название дано по [6]), выделяемой в пределах московского оледенения центра европейской территории России, бескарбонатные лёссовидные (покровные) глины (разрез 22) – лёссовидным суглинкам европейской территории [6] (рис. 1А).

Моренные и лёссовидные глины, как было показано выше (табл. 1), при практически одинаковом содержании тонких фракций различаются по соотношению фракций физического песка, что отражается на более высоком содержании кремнезема в моренных глинах (табл. 2). Несмотря на бóльшую опесчаненность, моренные глины (разрез 465) характеризуются лучшей упорядоченностью слоев в минералах, что проявляется в бóльшей симметричности пиков, и может быть обусловлено минимальной из всех изученных пород переотложенностью материала [34]. Минералы на рентген-дифрактограммах лёссовидной глины дают широкие и асимметричные отражения, при этом отмечается увеличение интенсивности отражения 4.48 Å, что указывает на плохую ориентированность образца. Поскольку все исследованные образцы готовились одинаково, то плохая ориентированность части из них может быть связана с различной седиментационной микроагрегированностью, мешающей образованию ориентированного препарата.

Данные минералогического состава пород позволяют оценить возможности перераспределения материала в ландшафте. Теоретически высокое гипсометрическое положение разрезов 22 и 465 (принадлежность к водораздельным поверхностям, а. о. ~200 м) предполагает перемещение материала в более низкие гипсометрические позиции, что отразилось бы на идентичности минералогической ассоциации. Однако наличие индивидуального хлорита в озерно-ледниковых глинах (разрезы 2Б-96 и 3Б-96), отсутствующего в породах разрезов 22 и 465, указывает на иную область сноса (либо примесь обогащенного хлоритом материала, то есть поступление материала “вертикально” и латерально) (рис. 4).

По минералогическому составу озерно-ледниковые глины изученных разрезов можно разделить на две группы. К первой группе относятся разрезы 2Б-96 и 3Б-96, занимающих наиболее высокие гипсометрические позиции, и в которых диагностируется индивидуальный хлорит. Вторая группа – это разрезы 4Б-96 и 1Б-96, приуроченные к наиболее низким а. о. В этих породах нами допускается присутствие продукта деградации хлорита – неупорядоченного смешанослойного хлорит-смектитового образования. Наличие хлорита в породах более высоких гипсометрических позиций и его отсутствие в поверхностях с более низкими а. о. указывает на то, что не происходило привноса материала с более высоких уровней.

Исходя из упорядоченности слоев относительно друг друга в минералах илистой фракции озерно-ледниковые глины всех разрезов занимают промежуточное положение между лёссовыми (разрез 22Б) и моренными (разрез 465) глинами, образуя ряд по улучшению окристаллизованности: лёссовидные глины (разрез 22Б) < озерно-ледниковые глины << моренные глины (разрез 465). Этот ряд не отражает взаимосвязи между улучшением упорядоченности слоев в минералах и увеличением содержания илистой фракции, выявленной для пород, различающихся по гранулометрическому составу [17]. В данном случае это несоответствие мы объясняем неодинаковой длительностью транспортировки и перемещения материала пород различного генезиса. В соответствии с этим, лёссовидные глины являются отложениями, подвергавшимися наиболее длительной транспортировке и переотложению. Эти процессы продолжались в течение всего Валдайского криохрона [12]. Моренные глины – наименее перемещенный материал, отложившийся на месте после отложения ледником в среднем плейстоцене (московское оледенение). Отметим, что моренные отложения имели рельефообразующую роль в формировании Борисоглебской возвышенности. Озерно-ледниковые глины занимают промежуточное положение, что мы связываем с относительно кратковременным существованием системы ППО (особенно в период их максимального уровня), и, соответственно со значительно меньшим време-

нем транспортировки глинистого материала по сравнению с лёссовидными глинами.

По фазовому минералогическому составу все исследованные глины довольно близки. Однако наиболее отличающимися от лёссовых и моренных глин, являются озерно-ледниковые глины (разрез 2Б-96 и 3Б-96), в которых четко в небольшом количестве диагностируется индивидуальный хлорит. Возможно, что наличие хлорита, учитывая сходство фазового состава всех исследованных пород, маркирует стадийность отложений материала в озерах, при котором донные поверхности озер (начальный этап седиментации, разрезы 1Б-96 и 4Б-96) сложены из того же материала, что и моренные и покровные глины. Разрезы 2Б-96 и 3Б-96 отражают более поздний этап седиментогенеза и предполагают влияние дополнительной питающей провинции. Поскольку индивидуальный хлорит отмечен только в озерно-ледниковых глинах и отсутствует на водораздельных поверхностях, то поступление материала, содержащего хлорит, можно объяснить только "водным" путем и непременно при высоком уровне ППО (> а. о. 160 м), так как при более низком положении отложение материала на этом уровне исключено.

Все исследованные породы по фазовому составу от близко расположенных ленточных глин Волхов-Ильменской низины [18] отличаются меньшей долей слюд с дефицитом катионов в межпакетном промежутке (гидрослюд) и более высоким содержанием смектитовой фазы, представленной смешанослойными слюдо-смектитовыми образованиями с высоким (>50%) содержанием смектитовых пакетов. Это может быть обусловлено более продвинутой трансформацией слюд в рассматриваемых нами озерно-ледниковых глинах по сравнению с ленточными, что в свою очередь может быть связано как с удаленностью от области сноса (питающих провинций), так и с переотложенностью материала. Ленточные глины Волхов-Ильменской низины ближе к отложениям вермикулит-каолинит-гидрослюдистой провинции [6], что указывает на различные питающие провинции для ленточных глин и рассмотренных нами глин разного генезиса. Отличия озерно-ледниковых глин от ленточных значительно более существенны, чем отличия озерно-ледниковых глин от рассмотренных нами лёссовидных и моренных отложений.

*Палеогеографическая интерпретация.* Известно, что моренные глины, которыми сложена Борисоглебская возвышенность, и, которые при отсутствии плаща лёссовидных отложений выходят на водораздельную поверхность (как в случае с разрезом 465), откладывались в среднем неоплейстоцене (московское оледенение, 125–170 тыс. л. н.) [24]. Приуроченные также к водораздельным поверхностям возвышенности лёссовидные глины (а более широко – лёссовидные суглинисто-глинистые отложения) накапливались в течение всей валдайской эпохи [12].

Определение абсолютного возраста озерно-ледниковых глинистых отложений, перекрывающих террасовидную поверхность Борисоглебской возвышенности с а. о. 150–160 м, был проведен для разреза 1Б-96 (наиболее низкая отметка, а. о. 150 м), что позволило оценить наиболее ранний ("стартовый") этап седиментации глинистых отложений. Для гор. BCg3 (130–140 см) этого разреза получена датировка 15.5±1.2 тыс. л. н. (RLQG 1726-016), что подтверждает поздневалдайское время озерно-ледникового осадконакопления. Максимальный надвиг последнего ледникового покрова на территории Русской равнины происходил 25–18 тыс. л. н. На его заключительном этапе в пределах обследованной территории существовала система ППО, максимальный уровень поднятия вод которых, как показали наши исследования [15, 27, 36], мог подниматься до а. о. ≤180 м. Таким образом, охарактеризованные нами озерно-ледниковые отложения маркируют донный уровень озер последующей (после максимального подъема) стадии существования системы ППО, соответствующей Вепсовской стадии (~16 тыс. л. н.) последнего неоплейстоценового оледенения.

Очевидно, что верхняя толща глинистых поздневалдайских отложений верхней полутораметровой толщи разр. 1Б-96 формировалась на несколько столетий позже. Полученная датировка означает также, что накопление верхней толщи (~1.0–1.5 м) генерации бассейновых тяжелых отложений в пределах всего столообразного возвышения с а.о. ~150–160 м происходило не раньше 15–16 тыс. л. н.

Определенный нами инструментально поздневалдайский хроноинтервал осадконакопления озерно-ледниковых глин в пределах обследованной территории согласуется с данными Гугалинской и Алифанова [11]. Согласно этим данным Сухонское приледниковое озеро, входящее также в систему Верхневолжских ППО, имело максимальный урез воды с а.о. 145–160 м и также соответствует вепсовской стадии последнего оледенения.

Морфоскульптура окружающих склоновых поверхностей, обращенных к островной террасовидной поверхности, сложенной глинистыми поздне-

валдайскими отложениями (рис. 1б), показывает, что последние могли накапливаться в лагунных условиях существования системы ППО. Причина сохранности озерно-ледниковых глинистых отложений, венчающих плоскую останцовую поверхность в пределах обследованной части Борисоглебской возвышенности, вероятно, заключается в геоморфологическом строении территории: исходно эти отложения накапливались на дне ППО, бортами которых в данном случае являлись высокие (а. о. >180 м) склоны Борисоглебской возвышенности и полого-волнистой равнины ("Угличской возвышенности") (рис. 1Б). В период, последовавший за Вепсовской стадией оледенения (позже 16 тыс. л. н.), произошел достаточно быстрый сброс вод системы ППО по прадолинам, в настоящее время представленным долинами рек Вогра и Устье (рис. 1Б). В пользу резкой смены режима осадконакопления говорит то, что этот период фиксируется наличием в составе поверхностных отложений контрастных двучленных наносов, в которых озерно-ледниковые глины перекрыты супесями, что проиллюстрировано на примере разреза 3Б-96 (рис. 1Б).

**Выводы.** 1. Охарактеризованные поздневалдайские озерно-ледниковые глины, приуроченные к столообразной островной поверхности с абсолютными отметками ~150–160 м и расположенные в центре Ярославского Поволжья, обладают как сходством с лёссовидными и моренными глинами, так и отличительными чертами, которые зачастую проявляются на уровне тенденций. К специфическим свойствам озерно-ледниковых глин относятся: более плотное сложение, трещиноватость, тонкоплитчатая или плитчатая структура, отсутствие крупного валунно-галечного материала, песчано-пылевато-плазменное микросложение, включение тонкодисперсных пылевато-плазменных зон, более низкая емкость катионного обмена и высокая насыщенность основаниями.

2. По минералогическому составу илистой фракции озерно-ледниковые глины, как и моренные, и лёссовидные, находятся в пределах и наиболее близки к отложениям монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистой провинции, выделяемой в пределах московского оледенения на северо-востоке европейской территории России [6]. Учитывая сходство фазового состава всех исследованных пород, наличие индивидуального хлорита в нескольких образцах только озерно-ледниковых глин (разрезы 2Б-96 и 3Б-96) предполагает поступление материала, содержащего хлорит, "водным" путем при высоком уровне ППО (а. о. >160 м) и маркирует стадийность отложений материала в озерах. Результатом стадийности является то, что донные поверхности озер (начальный этап седиментации, разрез 1Б-96 и 4Б-96) сложены из того же материала, что и моренные, и покровные глины, а разрезы 2Б-96 и 3Б-96 отражают более поздний этап седиментогенеза и предполагают влияние дополнительной питающей провинции.

3. Полученная на основе метода ОСЛ датировка озерно-ледниковых глин (15.5±1.2 тыс. л. н.) позволила отнести хроноинтервал седиментации глин к вепсовской стадии валдайского криохрона.

4. Анализ полученного фактического материала дает основание выделить поздневалдайские озерно-ледниковые глины в самостоятельную генетическую группу четвертичных отложений северной части приледниковой зоны Русской равнины, ограниченной линиями продвижения Московского и Валдайского (Осташковского) ледников.

*Авторы искренне благодарны к.б.н. С.Н. Седову за помощь при проведении микроморфологических исследований и интерпретации полученных данных, д.г.-м.н. А.Н. Молодькову – за помощь в определении абсолютного возраста озерно-ледниковых глин, к.г.-м.н. В.В. Крупской – за помощь при подготовке работы. Особая благодарность П.П. Керзуму – идейному вдохновителю данной работы*.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алешинская З.В., Гунова В.С.* Плейстоценовые озера Ростовской котловины и ее окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 345–350.
2. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1971. 492 с.
3. *Архангельский А.М.* О геоморфологическом строении и происхождении Белозерской и Молого-Шекснинской низин // Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та. 1960. Вып. 205. С. 23–38.
4. *Ауслендер В.Г.* Морфологические и генетические особенности террасовых поверхностей Молого-Шекснинской низины близ г. Череповца // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., 1966. Вып. 5. С. 233–240.
5. *Ауслендер В.Г.* Основные черты стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Молого-Шекснинской низины // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. Л., 1966. Вып. 5. С. 215–232.
6. *Болиховский В.Ф., Зырин Н.Г.* Глинистые минералы почвообразующих пород центральной части

Русской равнины // Почвоведение. 1975. № 10. С. 114–125.

7. *Бронникова М.А.*, *Таргульян В.О.* Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв (на примере дерново-подзолистых суглинистых почв Русской равнины). М.: ИКЦ “Академкнига”, 2005. 197 с.
8. *Градусов Б.П.* Карта почвообразующих и подстилающих пород мира, ее генетико-географический анализ и закономерности почвообразования // Почвоведение. 2000. № 2. С. 180–195.
9. *Градусов Б.П.* Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 128 с.
10. *Гросвальд М.Г., Котляков В.М.* Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период. Палеогеография и литология. К XXVIII Межд. конф. Кишинев: Штиница, 1989. С. 5–13.
11. *Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.* Палеогидроморфизм почв Русской равнины – развитие концепции // Почвоведение. 1995. № 1. С. 63–72.
12. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Атлас-монография “Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен – элементы прогноза”. Вып. II. Общая палеография / Под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
13. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Автореф. дис... докт. геогр. наук. Вильнюс, 1974. 60 с.
14. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озёр и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
15. *Керзум П.П., Русаков А.В., Матинян Н.Н.* Палеогеографические предпосылки развития почвенного покрова центра Русской равнины // Проблемы эволюции почв. Мат. IV Всерос. Конф. Пущино, 2003. С. 116–122.
16. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
17. *Лесовая С.Н.* Генезис и география почв на красноцветных породах европейской территории России. Автореф. дис. … д. геогр. н. СПб., 2006. 34 с.
18. *Матинян Н.Н.* Почвообразование на ленточных глинах озёрно-ледниковых равнин Северо-Запада России. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 199 с.
19. *Москвитин А.И.* Молого-Шекснинское межледниковое озеро // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1947. Вып. 88. С. 5–18.
20. Палеогеографическая основа современных ландшафтов. М.: Наука, 1994. 205 с.
21. Почвенный покров Нечерноземья и его рациональное использование. М.: Наука, 1986. 245 с.
22. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России). Материалы Международного симпозиума. М.: ГЕОС, 2000. 99 с.
23. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья. М.: ГЕОС, 2001. 158 с.
24. Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 195 с.
25. *Растворова О.Г.* Физика почв (практическое руководство). Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 192 с.
26. *Романовский С.И.* Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
27. *Русаков А.В.* Реконструкция эволюции ландшафтов бассейна Верхней Волги в позднем неоплейстоцене на основе педогенных исследований // Мат-лы X Межд. научн. конф., посвященной 450-летию Астрахани “Эколого-биологические проблемы бассейна Каспийского моря и водоемов внутреннего стока Евразии”. 25–30 апреля 2008 года. Астрахань, 2008. С. 366–368.
28. *Русаков А.В., Керзум П.П., Матинян Н.Н.* Генезис пылеватых супесчано-суглинистых почвообразующих пород перигляциальной зоны северной части центра Русской равнины и свойства развитых на них почв // Почвоведение. 2008. № 4. С. 389–405.
29. *Соколова В.Б.* Приледниковые озера Вологодского района // История озер Северо-Запада. Л., 1967. С. 198–201.
30. *Сомов Е.И.* Геологическое строение северной части Ярославской области // Тр. Моск. геол. управления. 1939. Вып. 31. Ч. 2. 56 с.
31. *Спиридонов А.И., Спиридонов Н.А.* К геоморфологии Молого-Шекснинской низины // Вестн. МГУ. 1951. № 12. С. 131–142.
32. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. 143 с.
33. *Хавин Е.И.* Четвертичные отложения северной половины Молого-Шекснинской низины // Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада.
34. *Шлыков В.Г.* Рентгеновский анализ минерального состава дисперсных грунтов. 2006. М.: ГЕОС, 176 с.
35. IMA MICA Report. Nomenclature of the micas // American Mineralogist, 1998. P. 1366.
36. *Rusakov A.V., Korkka M.A., Kerzum P.P., Simakova A.N.* Paleosols in the moraine-mantle loam sequence of northeastern Europe: the memory of pedogenesis rates and evolution of the environment during OIS3 // Catena. 2007. V. 71. P. 456–466.

# Late Valdai glaciolacustrine clays of Center of Yaroslavl Volga area, their properties and paleogeographic interpretation

**A.V. Rusakov, S.N. Lessovaya**

*St. Petersburg StateUniversity*

The article describes the late-Valdai lacustrine clays, confined to the table-like island surface with an altitude of 150–160 m, located in the Center of Yaroslavl Volga area (north-facing slopes of the Borisoglebsk uplands). It is shown that the clays have a similarity with loess and moraine clays, as well as distinctive features.