

УДК 551.583.7:551.4

ОБ УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПОСЛЕДОНСКИХ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЗЕРАХ

Г.В. Холмовой, Г.А. Анциферова, Б.В. Глушков

Воронежский государственный университет

В пределах распространения Донского ледникового языка, непосредственно после его таяния, в депрессиях выпавания и вымывания возник ряд озерных бассейнов, продолжающих формироваться в мучкапское и окское время. В таких озерах накапливались терригенные, карбонатные и кремнистые осадки. В статье приведены причины и условия образования вышеуказанных отложений.

В пределах Восточно-Европейской равнины в четвертичном периоде вследствие неоднократных изменений климата происходило чередование материковых оледенений и межледниковий. Воздействие ледниковых процессов на последующую межледниковую эпоху проявлялось опосредованно. Из всех озерных эпох, закономерно следующих за ледниковьями, древнейшей и достаточно выразительно представленной в ископаемом состоянии на Восточно-Европейской равнине является мучкапская (беловежская) межледниковая эпоха. Озерный комплекс осадков по впервые описанному разрезу скважины 450 у с. Польное Лапино известен также как польнолапинский или тамбовский [1-5]. В пределах центральных районов наиболее полными являются разрезы, вскрытые скважинами в пределах территории распространения Донского ледникового языка.

Формирование озерных бассейнов было предопределено гляциодинамикой ледникового языка. Ложбины ледникового выпавания и вымывания встречаются по всей территории Донского языка, но, как правило, они тяготеют к линиям межсекторального раздела и внутренним краевым зонам. В стадию дегляциации происходило заложение крупных котловин, выполненных озерными осадками. Ложбины стадии наступания ледника выполнены отложениями серой морены [6,7].

В течение мучкапского межледниковья установлено две термостадии и разделяющая их криостадия, соответствующие глазовскому и конаховскому климатическим оптимумам и подрудьянскому похолоданию. Приводимые нами материалы характеризуют в основном более ранний глазовский оптимум, обычно представленный во всех разрезах. Характерными признаками глазовского оптимума в средних широтах являются доминирование в составе широколиственных лесов дуба и вяза, черноземовидный тип почвы на водораздельных пространствах, карбонатное и кремнистое осадконакопление в озерах, сравнительно высокое залегание аллювия в составе 4-й надпойменной террасы. К настоящему времени палинологически изучено около двадцати разрезов, в двух из них обнаружена позднеэриксонская фауна мелких млекопитающих, получены термолюминесцентные (430 ± 60 и 485 ± 90 тыс. лет) и палеомагнитные (эпизод Бива-3, 390 тыс. лет) опре-

деления, указывающие на вероятную принадлежность оптимума к 11-й стадии кислородно-изотопной шкалы [8]. Наиболее полно при этом изучен разрез скважины 105 у д. Польное Лапино с использованием комплекса методов, в том числе литологические исследования озерной толщи.

Польнолапинское ископаемое озеро расположено к востоку от г. Мичуринска Тамбовской области, в долинах рек Лесной и Польной Воронеж, которые при слиянии образуют р. Воронеж. Оно представлено двумя сближенными озерными котловинами, имеющими субмеридиональную ориентировку и размеры соответственно 10×30 км и 12×40 км, глубину до 50 м и минимальный уровень подошвы около +91 м (рис. 1, 2). Геологический профиль, показывающий строение толщи озерных отложений, расположен в юго-восточной части основной озерной котловины. В бассейне рек Цны-Челновой располагается цепь погребенных озер, показанных на рис. 1, в том числе известный разрез озерных мергелей у с. Преображенье [9].

В некоторых ложбинах вымывания отмечается сугубо песчаный тип осадков, имеющий, вероятно флювиогляциально-озерное или аллювиально-озерное происхождение (см. рис. 1, ложбины вымывания). Эти разрезы отличаются от разрезов ильинского аллювия, в поле которых они встречаются, более глубоким уровнем подошвы (примерно на 10 м) и наличием гальки и мелких валунов дальнепринесенных пород (шокшинские песчаники и граниты) в основании. Формирование таких разрезов, вероятно, началось в конце донского времени, а продолжалось в мучкапское время.

В отложениях озерного комплекса выделяется четыре типа осадков: 1 - терригенный (песчано-глинистый), 2 - углеродистый (торф, сапропель), 3 - карбонатный (озерный мергель, гаж), 4 - кремнистый (диатомит, диатомитовый мергель).

Первый из них - пески, алевриты и глины - является преобладающим типом озерных отложений. Он особенно характерен для начальной и финальной частей разреза, для фаций проток, дельт и прибрежных зон. Терригенные отложения слагают от половины до всего разреза целиком и характеризуются различным строением, составляя до семи проциклитов мощностью от 3 до 12 м, высоким содержанием алевритовой примеси, особенно в двух

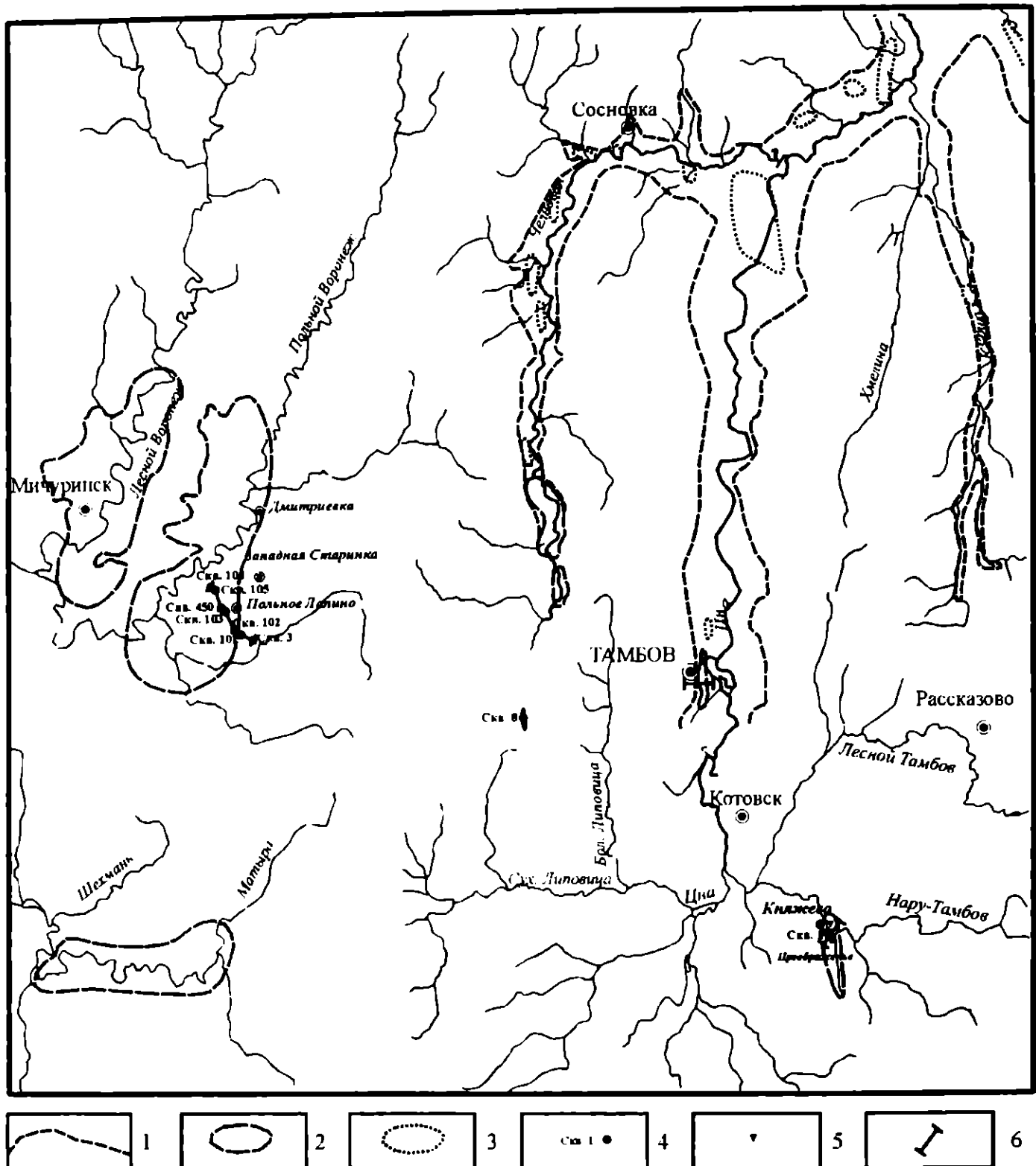


Рис. 1. Местоположение разреза Полюное Лапино, реконструкция ильинской гидросети и положения ложбин ледникового вымывания и выпаживания в бассейне рек Цны-Челной: 1 - контуры бортов ильинской палеодолины; 2 - ложбины педникового выпаживания позднее заполненные озерными осадками (глины, мергели, диатомиты); 3 - эвразийские ложбины, заполненные флювиогляциально-озерными и аллювиально-озерными осадками (пески, алевроиты, суглинки); 4 - местоположение и № скважины; 5 - местоположение разреза Преображение; 6 - линии геологических разрезов.

нижних ритмах, низкой выветрелостью минерального состава, преобладанием гидрослюды и монтмориллонита в составе глин.

Углеродистый тип осадков – торф, сапрпель – крайне слабо представлен в полюнолапинском озерном комплексе, присутствует главным образом в виде включений и прослоев незначительной мощности, хотя очень характерен для современных озер, отражая постоптимальную стадию и конец атлантического периода.

Карбонатный тип осадков – мергель, гажка – отвечает состоянию наибольшей глубоководности

озер, охватывает климатический оптимум, а также предшествующую и последующую фазы сосново-березовых лесов, что более подробно будет рассмотрено ниже.

Кремнистое биогенное осадконакопление – диатомит, диатомитовый мергель – в общих чертах совпадает с карбонатным. Но максимальные содержания SiO_2 (до 30%) приурочены к фазам, непосредственно предшествующим и завершающим климатический оптимум, которые отражаются на спорово-пыльцевых диаграммах сосново-березовой растительностью с примесью широколиственных, а

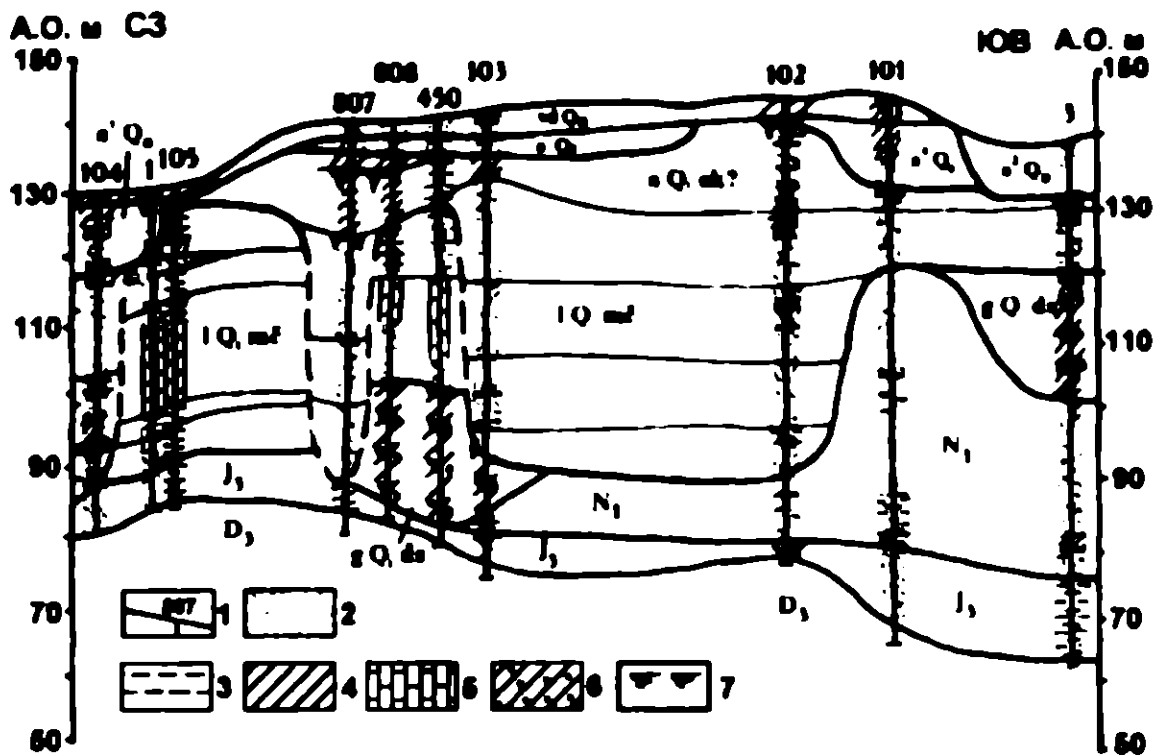


Рис. 2. Геологический разрез через послеледниковый озерный комплекс у д. Пальное Лапино: 1 - местоположение и № скважины на разрезе, 2 - пески, 3 - глины, 4 - суглинки, 5 - мерзлы, 6 - моренные суглинки, 7 - ископаемые почвы.

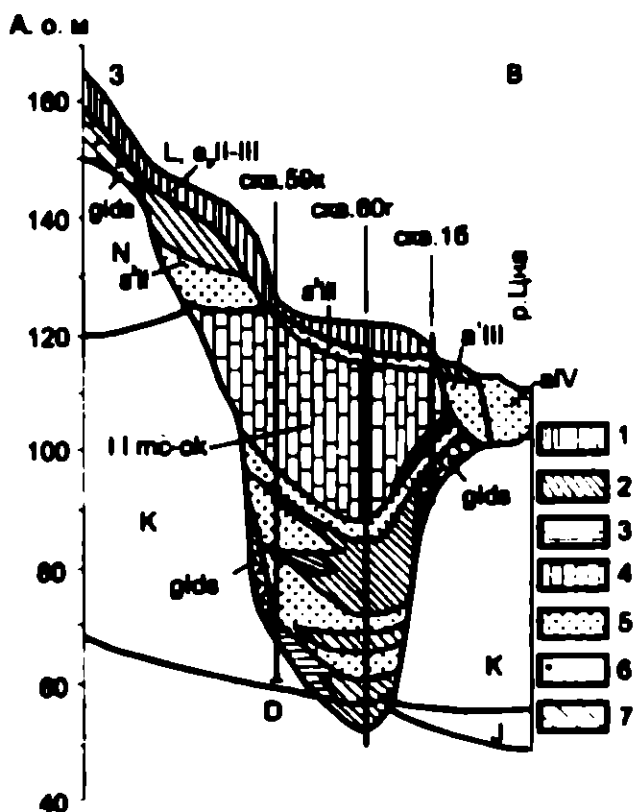


Рис. 3. Геологический разрез поперек озерной котловины у г. Тамбова (по М.И. Маудиной и А.В. Еремину, 1982): 1 - покровные суглинки, 2 - суглинки в озерном комплексе, 3 - глины, 4 - диатомиты, 5 - пески, 6 - гравий и галька, 7 - моренные суглинки

на диатомовой диаграмме — олиготрофным, олиготрофно-мезотрофным и мезотрофным этапами развития озера.

Разрез скважины 105 у с. Пальное Лапино, как наиболее детально изученный [10,11], мы принимаем в качестве опорного для исследования условий карбонатного и кремнистого осадконакопления. С ним можно сопоставлять разрезы других изученных скважин [2,3,9,12-16].

Карбонатная толща в комплексе озерных отложений у с. Пальное Лапино представлена единым геологическим телом. В наиболее глубокой части озерной котловины его мощность составляет до 16 м. Наблюдаются резкие фашиальные или эрозионные границы и узкие эрозионные врезы, выполненные песком. Прослеживается близость уровней подошвы и кровли с колебанием не более 2-3 м в пределах одного Пальнолапинского озера. В то же время в соседних озерах те же гипсометрические уровни карбонатной толщи, как и всего озерного комплекса, отличаются на 10-20 м, что подтверждает представление о разобщенности озерных бассейнов.

Как уже указывалось, климатические условия не являются определяющим фактором карбонатонакопления, так как оно совершалось в довольно широком диапазоне смены ландшафтов и температур. Начало осаднения карбонатов во всех разрезах довольно точно совпадает с наступлением фазы сосново-березовых лесов, включает весь климатический оптимум с господством широколиственных пород и завершается в последующую фазу сосново-березовых лесов. При этом характерно, что карбонатонакопление прекращается в разных бассейнах не одновременно. В разрезах отложения среднеголубокого Пальнолапинского озера (скважины 450, 105 у с. Пальное Лапино, скважина 229 у с. Западная Старинка) в конце глывского климатического оптимума или в его середине (скважина 118 у д. Ложино), а в глубоком Тамбовском озере (скважина 59-н, рис. 3, [2]) оно продолжалось в течение всего мучкальского межледниковья, включая конатовский оптимум [16]. Показательно, что в небольших по площади и мелководных водоемах, отложения которых вскрыты скважинами у сел Вырубово, Верхне-Спасское и ряде других, карбонатное осадконакопление

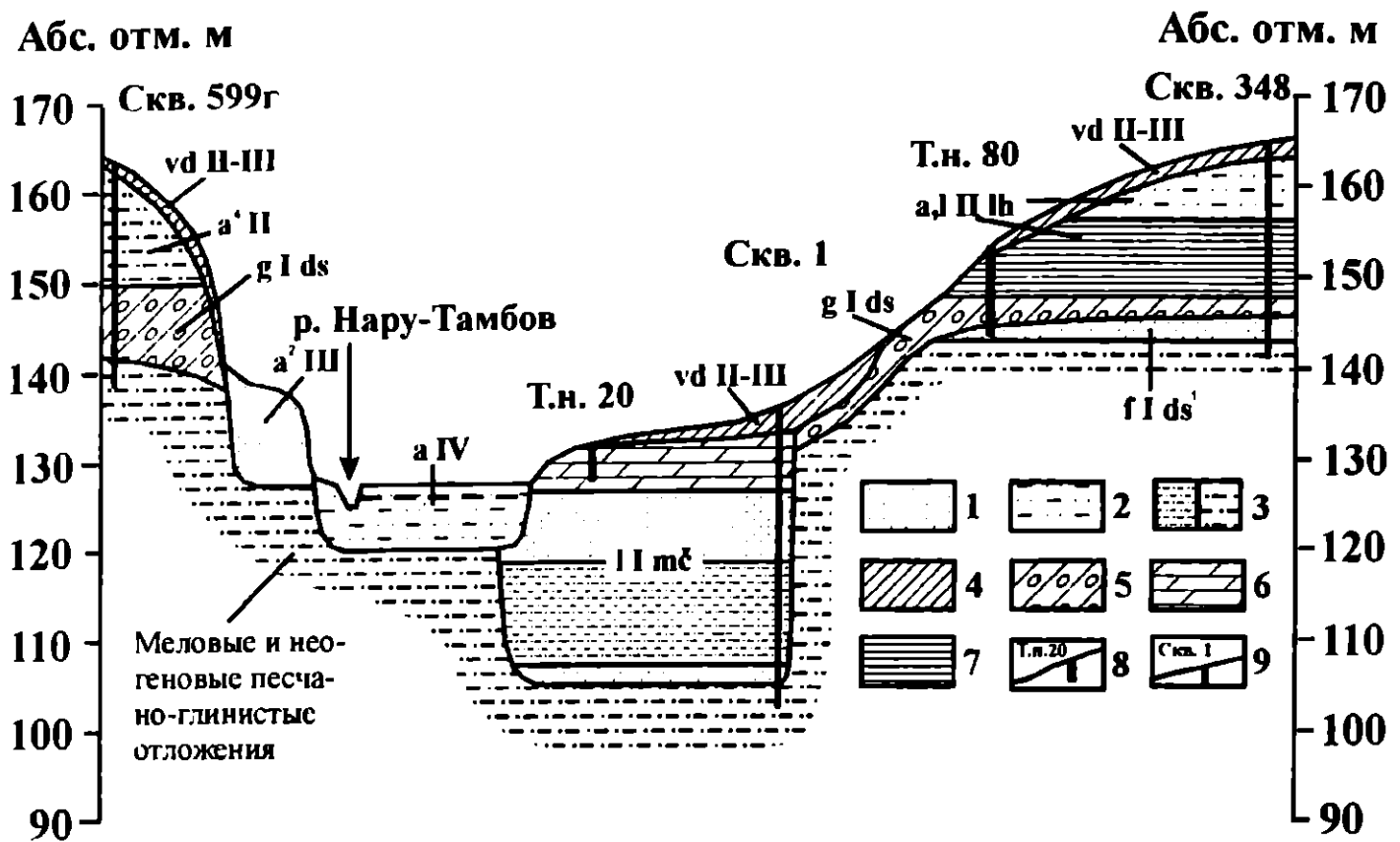


Рис. 4. Схема строения четвертичных отложений в районе с. Преображение на р. Нару-Тамбов: 1 - песок; 2 - песок глинистый; 3 - песок с прослоями глин; 4 - суглинок лессовидный; 5 - суглинок валунный (морена); 6 - мергель; 7 - глина; 8 - местоположение и номер точки наблюдения; 9 - местоположение и номер скважины.

Таблица 1

Химический состав озерных мергелей по скв. 105 у с. Полное Лапино

№ п.п.	№ пробы	Глубина, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	Σ	H ₂ O	SO ₃
1	68	16,80	28,36	0,61	4,91	2,16	5,62	0,12	1,61	19,42	0,35	0,70	34,79	0,68	99,27	3,88	4,77
2	72	17,70	25,48	0,58	5,24	2,06	3,60	0,09	1,93	23,69	0,40	0,60	34,97	0,57	99,21	3,57	4,82
3	76	18,50	16,92	0,38	3,70	1,10	1,30	0,11	2,25	33,72	0,40	0,60	38,38	0,39	99,25	2,14	3,57
4	80	19,30	18,60	0,44	3,87	1,11	1,73	0,11	2,71	32,12	0,60	0,70	36,92	0,55	99,47	2,45	5,25
5	84	20,10	27,98	0,44	3,42	1,22	1,29	0,12	2,25	33,77	0,40	0,60	37,35	0,50	99,29	2,23	4,20
6	89	21,20	14,42	0,38	2,56	1,36	1,19	0,12	1,93	36,66	0,35	0,50	39,36	0,55	99,34	2,00	3,66
7	90	21,40	13,42	0,42	2,46	1,43	1,01	0,14	2,58	37,59	0,35	0,40	38,81	0,66	99,27	1,74	3,74
8	94	22,20	13,94	0,32	2,71	0,63	1,15	0,12	2,56	37,59	0,40	0,50	38,96	0,41	99,31	1,78	3,43
9	99	23,20	15,06	0,34	2,07	1,03	1,11	0,11	2,90	37,82	0,35	0,40	38,03	0,50	99,78	1,76	3,08
10	104	24,20	24,14	0,56	3,59	1,04	1,15	0,09	3,38	30,30	0,60	0,70	33,39	0,45	99,39	1,93	3,33
11	113	26,00	18,16	0,42	2,02	0,75	1,05	0,11	3,70	36,00	0,30	0,20	36,54	0,43	99,67	1,75	2,71
12	118	27,00	28,56	0,44	2,83	1,03	0,94	0,11	1,77	30,08	0,40	0,60	32,17	0,50	99,43	2,33	2,72
13	123	28,00	28,90	0,50	3,63	1,28	0,86	0,10	2,09	27,80	0,50	0,80	32,25	0,55	99,26	2,22	2,94
14	128	29,00	31,34	0,50	3,84	1,28	0,86	0,10	1,93	27,57	0,40	0,80	30,13	0,55	99,30	2,16	2,76
15	133	30,00	24,74	0,45	2,72	1,00	1,11	0,13	3,54	31,44	0,40	0,40	32,74	0,50	99,07	1,84	3,01
16	138	31,00	18,70	0,28	1,48	1,01	0,67	0,15	2,74	37,36	0,40	0,30	35,79	0,50	99,46	1,68	2,65
17	143	32,00	28,94	0,40	2,65	0,79	1,01	0,15	2,58	30,76	0,40	0,60	31,62	0,32	100,20	1,98	3,18
18	146	32,70	28,22	0,44	3,66	1,48	1,11	0,11	2,90	29,16	0,45	0,80	31,13	0,43	99,89	3,30	3,19

не наблюдалось, происходило накопление глин и песков.

На фоне наблюдаемой общей ритмичности озерных отложений, карбонатная толща слагает третий мезоритм мощностью до 16 м, построенный симметрично [7]. Ему предшествуют два мезоритма, особенно четко выраженные в скважине 1 у с. Преображение (рис. 4), мощностью 6 и 3 м, представленных чередованием песков и глинисто-алевритовых пород с гумусированием в основании глин. Перекрывающий четвертый мезоритм, мощностью 6 м, сложен двукратным чередованием алевритов и

глин, с гумусированием в кровле. По данным гранулометрического анализа разреза скважины 105, наиболее высокая примесь алевритового материала, как результат лессообразования на территории окружающей суши, характерен для первых этапов озерного осадконакопления.

Химический состав карбонатной толщи является ее важной характеристикой. Содержание CaCO₃ варьирует в пределах 65-70%, что можно видеть из таблицы и диаграмм (табл. 1, рис. 5,6). Карбонатная толща отличается однородностью и чистотой химического состава в сравнении с перекрывающими и

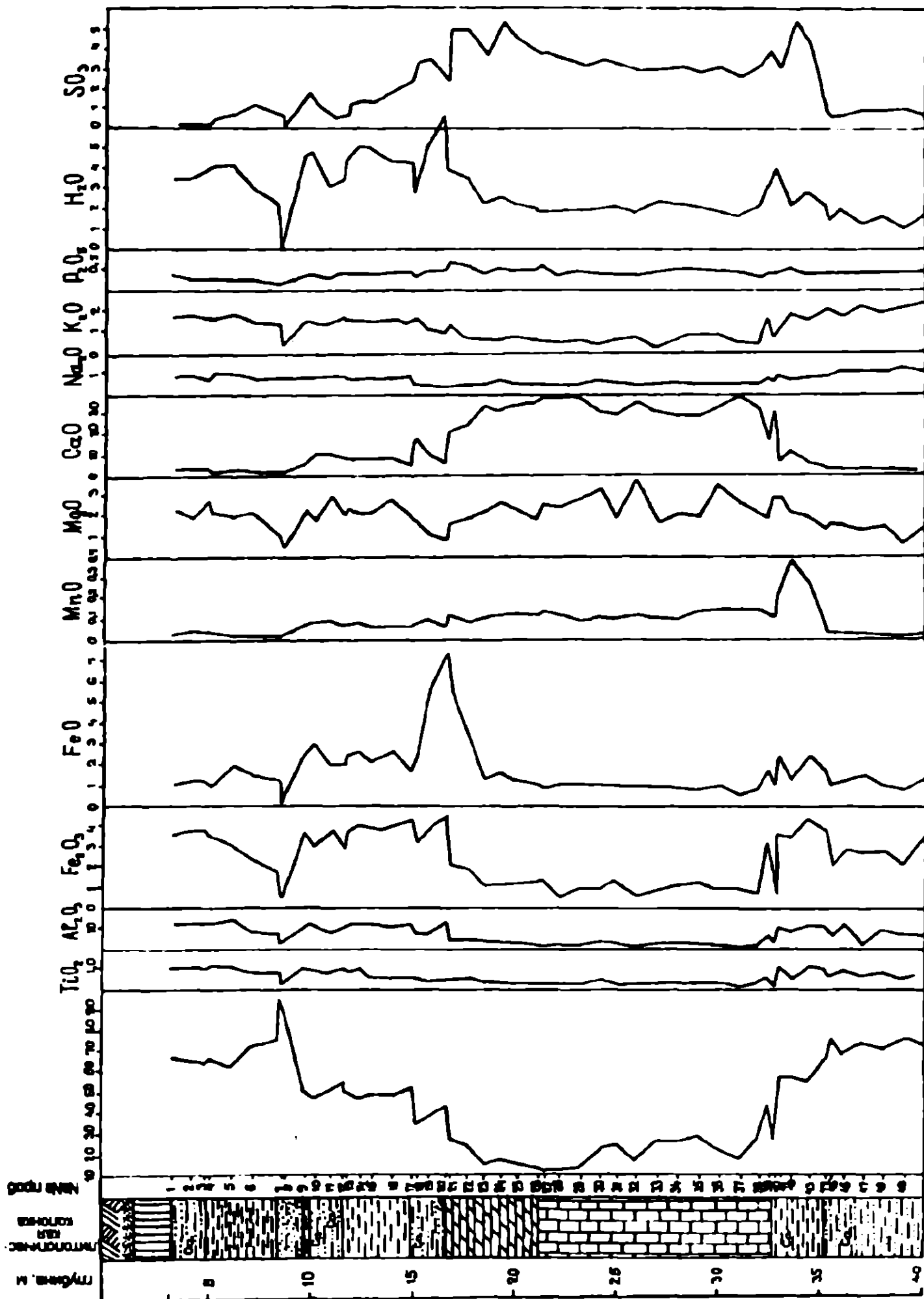


Рис. 5. Диаграмма элементного состава озерной отложения в скв. 105 у с. Павлово-Липово.

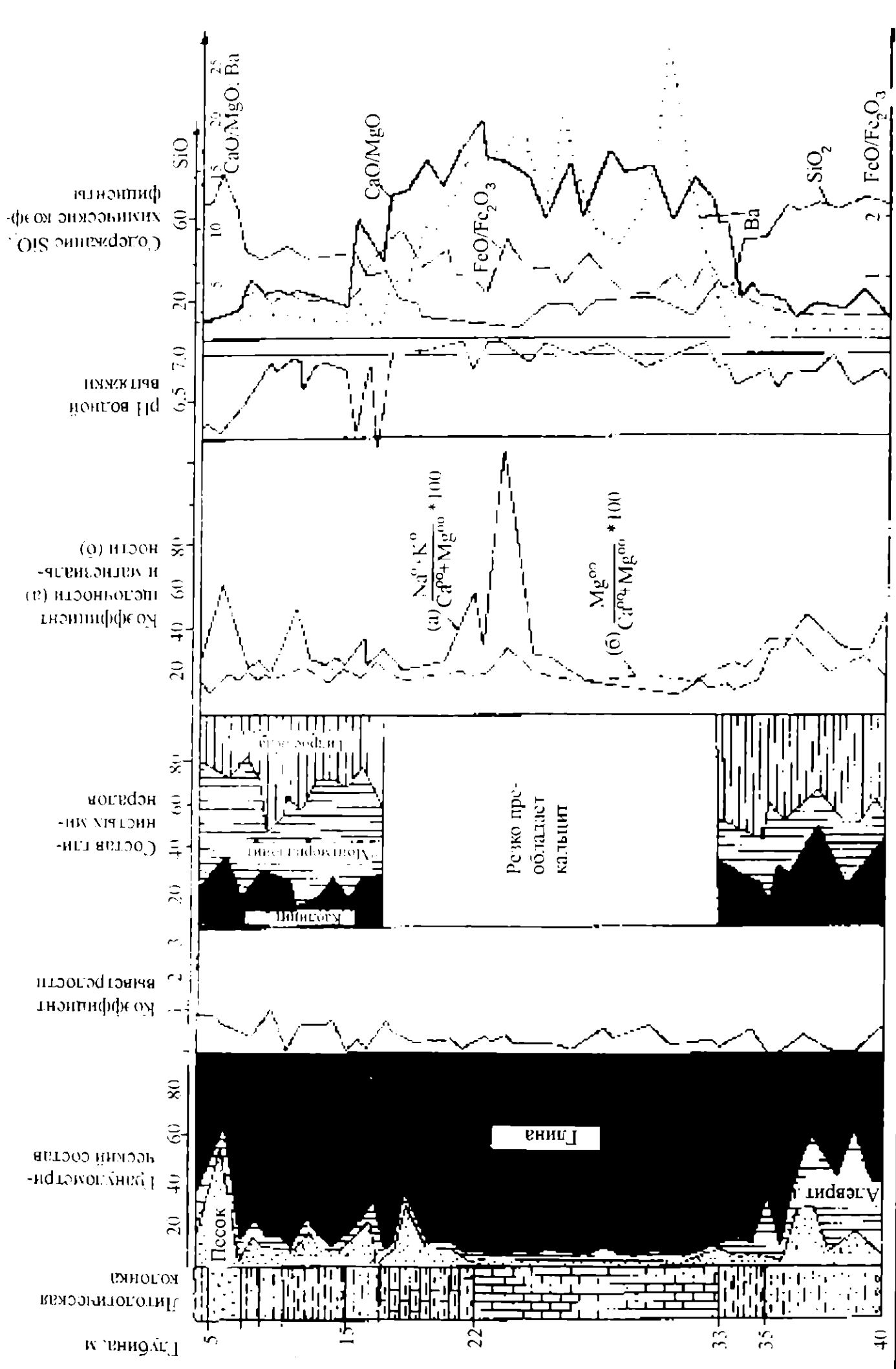


Рис. 6. Диаграмма литологических характеристик последних озерных отложений по скважине 105 у д. Польное Дашно.

Результаты химического анализа озерных мергелей из шурфа 20-IV у с. Преображение
(содержание в % на высушенное при 110 град. вещество)

№ п/п	Интервал опробования, м (снизу-вверх)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	ппп	H ₂ O	SO ₃
1	0-2,5	21,80	0,22	4,38	2,38	0,28	0,07	36,73	0,90	0,23	31,47	1,59	0,13
2	2,5-5,0	10,62	0,03	1,69	1,55	0,14	0,07	44,30	1,50	0,07	38,19	0,99	0,16
3	5,0-7,5	33,66	0,41	7,54	3,91	0,22	0,005	24,68	1,80	0,11	22,50	2,79	0,09

подстилающими алеврито-глинистыми отложениями. Приконтактная зона с подстилающими отложениями отчетливо выделяется повышенными значениями содержания железа, особенно закисного, а также марганца и серы. В комплексах поглощенных и воднорастворимых катионов наблюдается резко повышенное содержание калия, а также коэффициента щелочности ($(Na + K / Ca + Mg)$) и емкости поглощенного комплекса в первой половине климатического оптимума (интервал 20-24 м). Значение кислотно-щелочного потенциала (рН) водной вытяжки изменяются от 6,8 до 7,3 и в среднем несколько выше 7, то есть характеризуют среду как слабо щелочную. Близкий химический состав имеют озерные мергели из другого водоема у с. Преображение на р. Нару-Тамбов (табл. 2).

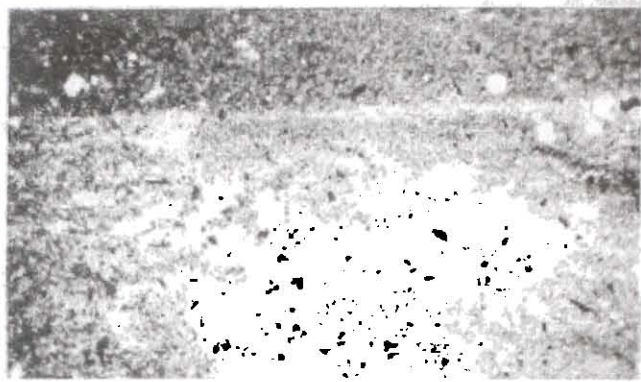
Содержание SiO₂ в таблицах и на диаграммах отражает суммарную величину биогенного аморфного и терригенного кристаллического кремнезема, хотя в интервале глубин 16,7-32,7 м (карбонатная толща), судя по микроскопическим исследованиям шлифов и диатомовых препаратов, преобладает именно аморфный кремнезем (рис. 7). Не вызывает вопросов источник поступления в озеро кремнезема, самого распространенного химического соединения в природе, как и карбоната кальция. Геолого-геоморфологические условия территории способствовали широкому поступлению поверхностных вод в замкнутые бассейны. В умеренно-гумидном климате межледниковий подобная гидрологическая обстановка и достаточное количество атмосферных осадков при процессах выветривания и почвообразования благоприятствовали интенсивному выщелачиванию осадочного покрова, сопровождающемуся выносом различных растворимых веществ. Эти процессы способствовали накоплению силикатов глинозема и кремнезема и формировали гидрокарбонатно-кальциевый состав грунтовых вод, обогащенных биогенными веществами. В водоемах кремнезем распространяется в молекулярно-дисперсной форме и в виде кремниевой кислоты в коллоидном состоянии. Например, экспериментальные исследования Ю.П. Казанского и др. показали, что одна часть аморфного глинозема способна осадить на своей поверхности до 14 частей кремнезема [17]. Исследования Ю.П. Хрусталева, посвященные происхождению и практическому применению кремнистых пород показали что диатомовыми водорослями кремнезем поглощается не только из раствора, но и из взвеси, в основном из глинистых минералов [18]. В условиях межледниковий повышенное содержа-

ние соединений кремния в озерах способствовало образованию аутигенного кремнезема, имеющего органическое происхождение. В пресных водоемах кремнезем поглощается из воды диатомеями, створки которых после отмирания поступают в осадок. Наиболее благоприятными условиями для биогенного кремнезема являются периоды максимально высокого уровня вод в пресноводных бассейнах. В условиях мучкапского межледниковья в среднеглубоких водоемах типа Польнолапинского озера наибольшая обводненность наблюдалась в климатические стадии, предшествовавшие глазовскому термическому оптимуму. В разрезе Тамбов вскрыты отложения глубокого озера, которое оставалось таковым практически в течение всего межледниковья. Среднеглубокие и глубокие олиготрофные, олиготрофно-мезотрофные или мезотрофные озера были благоприятными для биогенного кремнезема. Для них характерна слабощелочная среда, прозрачные, низкотемпературные, насыщенные кислородом воды. Анализ соотношения групп диатомей по местообитанию и систематическому составу показывают, что в подобных водоемах формировались кремнистые толщи, представленные диатомитами и диатомитовыми мергелями, которые слагаются в основном центрическими видами планктонных форм [15].

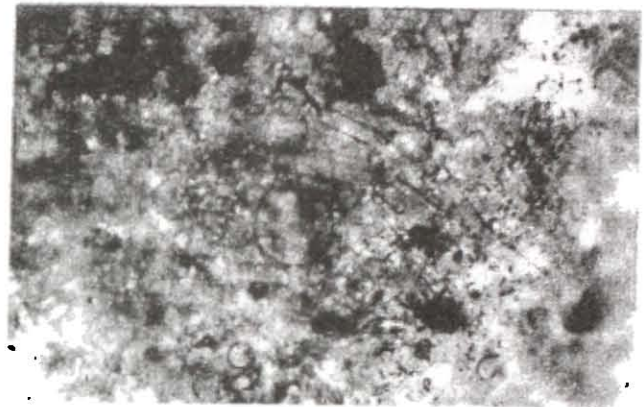
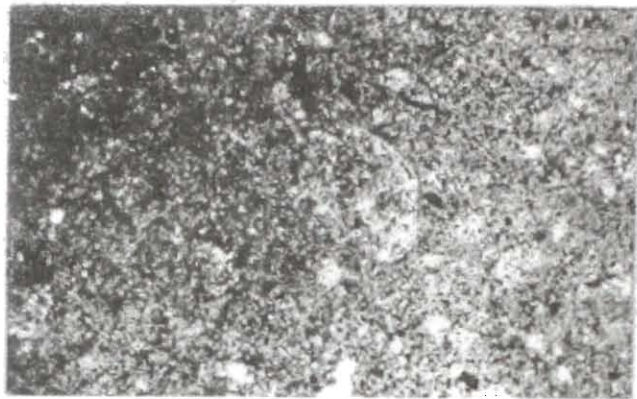
Карбонатонакопление по своей интенсивности незначительно превышает биогенное кремнезема (см. рис. 6). Основным источником карбоната кальция являются грунтовые и поверхностные воды. Недосыщенность водной среды растворенной кремниевой кислотой определяет только биогенный процесс накопления кремнезема, в то время как для карбоната кальция были открыты оба способа осадочения -- и биогенный (обилие в осадках раковин моллюсков, остракод, растительных остатков) и абиогенный.

Наблюдающееся понижение содержания кремнезема на диаграмме химического состава (см. рис. 5) может объясняться тем, что он связывается процветающими в это время диатомеями. Это подтверждается наибольшим по разрезу количеством створок диатомей на 1 г осадка -- до 50 тысяч, максимум до 87,5 тысяч [19].

В озерных осадках мучкапского времени остатки диатомовых водорослей входят в состав породообразующих организмов, они составляют толщи диатомитов и диатомитовых мергелей мощностью до 20-30 м. Мощности озерных осадков свидетельствуют о высокой скорости осадконакопления и по-



а



б

Рис. 7. Микрофотографии карбонатных пород, вскрытых скважиной 105: *николи II*, увеличение в левом ряду - 180, в правом - 400.; а - мергель слоя 10, б - диатомит слоя 11.

вышенной продуктивности диатомовых водорослей в озерах средних широт. Развитие карбонато- и кремнеосаждения происходило в условиях теплого гумидного климата межледниковья, в широком интервале среднегодовых температур в среднеглубоких и глубоких, пресных, слабо проточных озерах. Продолжительность накопления данного типа осадков зависела в основном от глубины и емкости озерных котловин, то есть от тех параметров, которые в значительной мере определяли баланс терригенного и карбонатного осадконакопления. На водосборных пространствах в это время повсеместно распространялись лесные ландшафты. Облесенность территории в условиях моренного рельефа являлась благоприятным фактором для накопления карбонатных и кремнеземистых осадков в водоемах, поскольку это ограничивало поступление терригенного материала в водоемы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грищико М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. – М., 1976. – 228с.
2. Маудина М.И., Еремин А.В. Новые данные об озерных отложениях Тамбовского рва // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. – Воронеж, 1982. – С. 80-89.
3. Шик С.М., Маудина М.И. Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. – Воронеж, 1979. – С. 42-58.
4. Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. – М., 1968. – 303 с.
5. Валусва М.Н., Дорофеев П.И., Иосифова Ю.И. и др. Польнолапинское межледниковое озеро – уникальный объект нижнего плейстоцена Дона // Бюлл. КИЧП. – №54. – М., 1985. – С. 40-65.
6. Холмовой Г.В. О гляциоморфологической схеме западной части Донского языка днепровского оледенения // Матер. Всесоюзн. совещ. Краевые образования материковых оледенений. – Киев, 1978. – С. 169-177.
7. Красненков Р.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. – Воронеж, 1984. – 212 с.
8. Глушков Б.В., Холмовой Г.В. Физические методы в региональной стратиграфии неоплейстоцена // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та. – Вып. 11 – Воронеж, 2002. – С. 88-93.
9. Глушков Б.В., Холмовой Г.В. Неоплейстоценовые мергели как известковое сырье для центральной части Тамбовской области // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. – Воронеж, 2001. – Вып. 12. – С. 218-219.
10. Холмовой Г.В., Анциферова Г.А., Глушков Б.В. Новые данные о древнеозерных отложениях у деревни Польное Лапино Тамбовской области. – М., 1982. Деп. ВИНТИ. – № 4734-82. – 65 с.
11. Холмовой Г.В., Анциферова Г.А., Валусва М.Н. и др. Польное Лапино // Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. – Воронеж, 1984. – С. 116-138
12. Еремин А.В. О стратиграфии нижнего и среднего плейстоцена центральных областей РСФСР // Структура и динамика Среднерусских ландшафтов. – Тамбов, 1985. – С.102-112.

13. Маудина М.И. Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичуринска // Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода. – 1968. – № 35. – С. 173-179.
14. Стародубцева Н.В. Мучкапские межледниковые озерные отложения бассейна Верхнего Дона // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та. – Вып. 11. – Воронеж, 2002. – С. 99-103.
15. Анциферова Г.А. Эволюция диатомовой флоры и межледникового озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене // Тр. НИИ геологии Воронеж. ун-та. – № 2. – Воронеж, 2000. – 198 с.
16. Анциферова Г.А. Палеогеоэкология и эволюция озерных экосистем в неоплейстоцене ледниковых областей центра Восточно-Европейской равнины: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. – СПб., 2002. – 46 с.
17. Казанский Ю.П., Казаринов В.П., Резанова Н.М. Результаты экспериментов с насыщенными растворами кремнезема и их геологическое значение // Физические и химические процессы и фации. – М., 1969. – С. 77-80.
18. Хрусталева Ю.П. Особенности кремнеаккумуляции во внутриконтинентальных слабоминерализованных морях аридной зоны // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. – М., 1987. – С. 141-152.
19. Анциферова Г.А. Палеоэкология межледниковых водосмов и основные этапы развития диатомовой флоры в раннеплейстоценовое (мучкапское) время // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. – Воронеж, 1999. – № 7. – С. 97-106.

УДК 550.42:551.7:551.8(470.323)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНЫХ ТОЛЩ КАК ОСНОВА ИХ КОРРЕЛЯЦИИ (НА ПРИМЕРЕ АЛЬБА И СЕНОМАНА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ)

**В.И. Сиротин, В.А. Шатров, С.А. Коваль, Ю.Ю. Бугельский*, Г.В. Войцеховский,
А.С. Никульшин**, В.С. Серегина**

Воронежский государственный университет

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и
геохимии РАН, г. Москва*

***Московский государственный университет*

Предлагается комплексная методика расчленения монотонных песчаных отложений на основе сопоставления их структурно-текстурных признаков и распределения редкоземельных, малых и петрогенных элементов в составляющих пачках и конкрециях глауконитов и фосфоритов. В качестве объекта исследования взяты опорные разрезы альбского и сеноманского ярусов Воронежской антеклизы.

Цели работы

Обломочные породы занимают в осадочной оболочке Земли второе место после глин и глинистых сланцев. На их долю приходится около 22% осадочных пород по распространенности [1-3]. Анализ условий образования и стратиграфическое расчленение песчаных толщ, лишенных фаунистических остатков, является одной из задач литологии, для решения которой применяется широкий спектр методов. Альбские и сеноманские отложения в пределах Воронежской антеклизы [4,5] представлены преимущественно песчаными толщами. Предлагается комплексирование литологических и геохимических методов для целей палеогеографии и корреляции геологических разрезов, представленных монотонными песчаными толщами. Ранее проведенное изучение поведения редкоземельных элементов (REE) в глинистых породах девона и мела, а также метapelитах раннего протерозоя выявило связь их

содержания и распределения с фациальной принадлежностью [6,7]. Одновременно было проведено изучение редкоземельных элементов в микроконкрециях (глауконитах) и макроконкрециях (фосфоритах) из песчаных отложениях альба и сеномана в пределах Воронежской антеклизы. Конкреции являются надежными индикаторами геохимических условий осадкообразования и диагенеза и широко используются при проведении стадийного анализа [8]. Кроме того, установлено, что конкреции являются и индикаторами проницаемости земной коры для глубинных флюидных растворов на стадиях седиментации и диагенеза.

В осуществление предложенного комплексирования в пределах Воронежской антеклизы были детально изучены опорные разрезы альба и сеномана, приуроченные к разным по проницаемости тектоническим структурам фундамента - Ливенско-Богучарской шовной зоне и «жесткому» Курскому блоку. Выбор участков обусловлен доступностью