

ТЕНДЕНЦИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОЗЕРАХ СРЕДНЕВЫСОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ БЕЛАРУСИ

Probable scenarios of development of an interglacial sedimentation rhythm for Holocene are resulted. The parameters supervising process of limnification decrease as a result of natural filling of hollows are specified. Results of studying of existential differentiation of limnosystem conditions of average heights landscapes are presented. The concept about completeness of realisation climatic striations in lake sedimentation is entered.

Территория Беларуси характеризуется значительной озерностью, которая обусловлена молодостью рельефа, слагающего ледниковый комплекс, и гумидным климатом. Перед современным природопользованием стоит задача сохранения качества вод, решение которой основано на палеогеографическом аспекте индикации процессов естественного развития водоемов.

С одной стороны, лимногенез Беларуси находится на стадии снижения естественной озерности, с другой – эволюция аквасистем выражена в непрерывной седиментации, которая фиксирует динамику их изменения. Значит, можно установить степень антропогенного влияния на лимносистемы путем сопоставления с выработанным эталоном – стадий развития трофии как упорядоченного набора эквифинальных состояний. Анализ современного состояния и выработка прогнозируемых параметров, позволяющих оценить изменения осадконакопления, невозможны без учета некоторых изначальных допущений.

Во-первых, в трудах М.И. Нейштадта, К.К. Маркова, В.П. Гричука, Н.А. Махнач, Я.К. Еловичевой, И.И. Богделя доказано, что изменчивость ландшафтной структуры компактных регионов в межледниковья определяется динамикой растительности. В этом случае она выступает индикатором трансформации потоков вещества [1, 2], накопительным звеном которых в пределах водосбора служит озеро, сохраняющее всесторонние данные об изменении условий.

Во-вторых, развитие котловины озера в понимании [3] отражает баланс аутигенного и терригенного вещества, или, иными словами, планацию рельефа. Эрозионная составляющая спуска водоемов из представлений [4, 5] фиксирует связь: неотектоника – род ландшафтов – продолжительность седиментации. Эта связь получена при статистической обработке данных датировки озерных осадков для 176 точек отбора проб и растрового ГИС-анализа с построением сплайнов и использованием методики [6]. Комплексный подход обеспечен механизмами, разработанными для STEP- и SWOT-технологий (табл. 1–3). SWOT-анализ условий на основании [1, 2, 7] показал возможности реализации четырех вариантов ситуаций по сочетанию параметров влаго- и теплообеспеченности: сухих холодных – фаза березы (1), сухих теплых – фаза сосны (2), влажных холодных – фаза ели (3) или влажных теплых – фаза ольхи (4).

Таблица 1

STEP-анализ сценариев на основании [1, 2, 8]

Направление динамики	Интенсивность изменений	
	активный	сдержанный
Увеличение	2 → 3 (IV)	2 → 4 (I)
Уменьшение	2 → 2 (III)	2 → 1 (II)

В-третьих, положение котловины озера в системе стока относительно главного водораздела (катена) выражает зональность ледникового комплекса территории Беларуси [10–12] и характеризует соответствие следующего вида: гипсометрическая ступень – генезис ландшафта – возраст территории – характер покровных пород – морфометрия рельефа [5]. Оно определяет избирательность хозяйственного освоения водосборов, а также устойчивость самих озер к антропогенной нагрузке.

В-четвертых, для анализа структуры и типов осадконакопления рационально привлечь современную классификацию природных ландшафтов [5], а в ней – группу средневвысотных ПТК, исходные условия которых умеренный дренаж, супесчано-суглинистые покровы, автоморфные и полугидроморфные почвы. Для родов ландшафтов, отнесенных к средневвысотным, в голоцене характерны преимущественно смешанные леса, эдификаторами которых являются ель и дуб, реже – сосна, а вторичные леса представлены березой, реже – осиною [1, 9]. Современная лесистость территории средняя, составляет 25÷40 %, а максимальные ее значения достигали 85÷90 %.

В-пятых, типизация процессов зонального осадконакопления в водоемах исходит из анализа вещественного состава илов [13–19]. Накопительная функция лимносистемы реализуется и в озерной фа-

зе, и в болотной фазе со сравнимыми наборами типов осадков. Исходя из устойчивости геоморфологии и смены климатических фаз на протяжении голоцена, можно говорить об определяющей роли в накоплении именно этой пары показателей [1]. Возраст котловины регламентирует преемственность смены мощностей осадков разного вещественного состава и представлен через морфометрию дна ложа и положение в ряду стока, обусловленное гипсометрическим уровнем. Номенклатура видов илов и режим их образования детерминированы ландшафтной структурой водосбора. Такой вывод не противоречит фундаментальным исследованиям [11], поэтому нами были рассмотрены перспективы озерного осадконакопления Беларуси в климатической модели, заданной [7]. Важность работы состоит и в определении независимых показателей сохранения качества вод, которые отсутствуют в климатических моделях.

Таблица 2

Фоновые мощности накопления для средневысотных ландшафтов, м

Зона (районы) (по [9])	Сценарий					
	0	I	II	III	IV	допустимый
Северная (1а, 1б)	0,14÷0,28	0,12÷0,22	0,12÷0,16	0,14÷0,24	0,06÷0,34	0,14÷0,16
Центральная (2а, 2б, 2с)	0,14÷0,38	0,20÷0,28	0,12÷0,32	0,14÷0,32	0,16÷0,44	0,20÷0,28
Южная (3а, 3б)	0,12÷0,26	0,16÷0,30	0,14÷0,34	0,10÷0,24	0,14÷0,32	0,16÷0,24
Приемлемый интервал	0,12÷0,26	0,12÷0,20	0,14÷0,16	0,14÷0,24	0,16÷0,32	0,16

Наложение и сглаживание 1800–1900-летних ритмов климата голоцена при изучении процессов выноса [1, 20] и аккумуляции позволяет достоверно конструировать развитие лимносистем на 300÷400 лет вперед.

Сконструированная инерционная ретроспективная палеогеографическая модель [21] может быть использована для построения архитектуры процессов седиментогенеза в лимносистемах на основании названных параметров для трех компонент: фона накопления, мощности видов осадков и структуры типов осадконакопления (табл. 3, 4). В ней учтено начальное состояние системы, ландшафтные асимптоты полноты реализации типа осадконакопления и степень заполнения котловины. Выдвинуты лимиты интенсивности заполнения котловины в зависимости от стадии и фазы развития озера по параметру метакронности К.К. Маркова. Использованный нами подход позволил выработать представление о сценариях осадконакопления.

Таблица 3

Фон осадконакопления средневысотных ландшафтов в постоптимальное время

Показатель	Географическое положение – зона						
	северная		центральная		южная		
	восток	запад	восток	запад	восток	запад	
Структура*, %	2:15:65:18	2:2:36:60	22:2:38:38	2:2:74:22	28:4:6:62	2:2:32:64	52:2:6:40
Мощность 75 % обеспеченности, м	0,14÷0,18	0,24÷0,28	0,34÷0,38	0,24÷0,26	0,14÷0,18	0,12÷0,16	0,22÷0,26

Примечание. * Соотношение терригенного : смешанного : органогенного : болотного типов седиментации, выделенных по методике [13].

В постледниковое время озера средневысотных ландшафтов развивались в условиях асинхронного чередования реолического и лимнического режимов. Состояние седиментационной подсистемы определялось преобладанием транзита вещества над его аккумуляцией, что отражает современное состояние лимносистем в целом и осадконакопления в них в частности.

Таблица 4

Мощности осадков в последующий хроносрез голоцена для средневысотных ландшафтов, м

Район (по [9])	Тип							торф
	терригенный		органический					
	песок	супесь	сапропель					
			карбонатный	смешанный	грубо-детритовый	тонко-детритовый	кремне-земистый	
Двинско-Дисненский (1а)	—	—	0,12÷0,16	—	—	—	0,22÷0,28	
Западно-Двинский (1б)	—	—	0,02	—	—	—	0,48÷0,54	
Неманский (2а)	0,14÷0,38	0,12÷0,32	—	0,04÷0,06	—	—	—	
Свислочский (2б)	—	—	—	—	0,22÷0,26	0,04÷0,08	0,08÷0,16	
Днепровско-Сожский (2с)	—	—	—	—	—	—	0,18÷0,28	
Бугско-Припятский (3а)	—	0,18÷0,22	—	0,02	0,03÷0,04	0,03÷0,04	0,02	
Припятско-Днепровский (3б)	—	—	—	—	0,06÷0,10	0,04	—	

Структурные сдвиги в седиментогенезе стимулированы климатическими перестройками разного ранга, которые отмечены изменениями продолжительности и последовательности господства осадков: терригенный → смешанный → органогенный → смешанный → торф. Проведенный автором анализ показал, что необратимую смену фазы лимносистемы с озерной на болотную, т. е. эволюцию, следует связывать с проявлением трех равновероятных ограничений разного ранга. Во-первых, это степень заполнения, или емкость, котловины, сформированная морфологией рельефа. Во-вторых, односторонние изменения климатических параметров. В-третьих, долгопериодическая тектоническая активность, совпадающая по интенсивности со скоростью седиментации.

С позиций [6, 21] терригенное накопление объясняется геоморфодинамическим перераспределением вещества. Нами установлено, что, во-первых, его ритм слабо связан с размером водоема и сохраняется в структуре (гетерогенности) осадков, а во-вторых, материал заполнения конкретной котловины монодоминантный, причем терригенным веществом в понимании [17] представлены «позднеледниковые реликты». Поэтому в озерах средневысотных ландшафтов отдельно взятого района органогенный материал может быть и не представлен.

Отмечено, что снижение стока отражено в увеличении доли тонкодисперсных частиц. Процессы развития лимносистемы в этом случае задерживают болотную фазу. Этим достигается непоследовательное чередование разнотипных осадков в одном климатостратиграфическом ритме, что предполагалось в [20].

Позднеледниковый и раннеголоценовый этапы на территории Беларуси характеризовались разной степенью реализации терригенного накопления. В первом случае она значительно больше. Установлено, что слабому терригенному накоплению на протяжении голоцена способствовала морфометрия озерных котловин средневысотных ландшафтов. Их водосборы были асимметричны, имели односторонний уклон, а степень заполнения котловин сложной формы ввиду их глубины не достигала 75 %. Поэтому в перспективе выполаживание рельефа и сохранение скорости седиментации приведет к резкому сокращению выноса терригенного материала в результате выработки равновесных берегов и склонов.

Для органогенного накопления характерно снижение присутствия карбонатного материала в направлении с северо-запада и запада на юго-восток и восток. Отложение такого материала определялось выносом карбонатов из покровных отложений водосбора или интенсивностью разгрузки жестких грунтовых вод, которые составляли до 20 % приходной части водного баланса, поэтому мы считаем его хронологически предопределенным. Различия в интенсивности формирования кремнеземистого сапропеля в региональном преломлении отнесены на счет начальных условий, что может служить надежным маркером для анализа эволюции конкретного озера в постоптимальное время.

Снижение интенсивности прироста органики в оптимальное время мы связываем с включением механизмов саморегуляции лимносистем (эвтрофирования), а также заполнением значительной части их чаш осадками, т. е. с изменением проточности. На мезотрофной и эвтрофной стадиях эволюции озер это приводило к преобладанию органогенного типа накопления, что в зональном аспекте согласуется с выводами [11]. Низкая степень трансформации лимносистемами поступающего с водосборов вещества и первый спад их устойчивости к нагрузкам хорошо соотносится с освоением пойм 5500–6000 лет тому назад, на что косвенно указывают данные [9, 22–25].

Озера средневысотных ландшафтов в постоптимальное время продолжили реализовывать все возможности азонального (секторного) развития седиментации, на что указывалось в [15, 21], однако механизмы не были рассмотрены.

Болотный процесс в условиях достаточной водности, по всей видимости, был ограничен радиационным балансом. Именно массовый спуск водоемов и перестройка транзита вещества способствовали заполнению озерных котловин торфом по типу зарастания сплавиной. Уничтожение естественной растительности совпало в предоптимальное время с накоплением терригенного материала (опесчанного осадка) по «континентальному» типу. Отложение подсапропелевого торфа мы относим вслед за [17] к реликтам ксеротермической климатической фазы по типу заболачивания суши. Вторым механизмом реакции лимносистем на рост континентальности следует считать садку песков в сочетании с подсапропелевым торфом.

Сдерживание транзита внутри слабопроточных водосборов местными базисами эрозии (озерами) приводило к формированию ненарушенных рядов осадков короткопериодической континентальной послеледниковой климатостраты. По ней прогнозирование категории и ранга эволюционных изменений в условиях специфичной неотектоники и морфодинамики проводится с использованием аналогий ритмов, а не линейной пролонгации.

Рост теплообеспеченности отражен в соотношении песчаной и глинистой фракций материала. В условиях господства лесов как индикатора климата это позволяет говорить о фоновых осадках. В парах кратной продолжительности аллеред (AL) – поздний дриас (DR-III), поздний пребореал (PB-2) – ранний бореал (BO-1), поздний бореал (BO-2) – ранняя атлантика (AT-1) во второй части страторитма доля песчаного материала возрастает, а от страторитма к страторитму сменяется механический состав: глина → песок → глина.

Закрепление органогенного накопления в озерах происходило в два этапа, что говорит о трансформации выноса вещества и стабилизации автохтонных процессов, подтверждая предположения [16]. Озера средневысотных ландшафтов изначально были проточными, тогда как замкнутость их современных водосборов отражает законченную перестройку речной сети в голоцене. Точно установлено, что активизация эрозионной деятельности, определяемая крупными климатическими перестройками в AL и AT-1, не играла существенной роли, поскольку накопление последовательного ряда осадков в региональном преломлении стало фоновым.

Современная озерность поддерживается установившейся дифференциацией генезиса материала и показывает среднюю степень связи возраста водоемов, размеров их водосборов и ранга тектонодинамики. Снижение озерности выражено в выбывании мелководных озер на периферии возвышенных участков, что ничуть не противоречит мнению [10, 26]. Наши данные позволяют утверждать, что максимальная озерность территории совпадала с эпохой глубоких в представлении [3] «цилиндрических» озер с терригенным накоплением и средненизким уровнем трофии (олигомезотрофные водоемы).

Согласно полученным нами данным, сопряженное интенсивное взросление литогенной и биогенной компоненты озер протекало преимущественно во влажном и относительно теплом климате при активной перестройке стока. Максимумы мощностей седиментов сменяются через 3600÷4000 лет, что сопоставимо по продолжительности с полным ритмом увлажнения. Хронология изменений структуры донных осадков служит надежным вектором для анализа перестройки транзитно-аккумулятивных связей лимносистем средневысотных ландшафтов, что согласуется с [27].

Наращение континентальности условий приводило к проявлению зональных эффектов осадконакопления в представлении [14, 15]. Хронологическое смещение типов осадконакопления достоверно связано с изменением внешних локально-морфологических факторов. С учетом [27] мы руководствуемся представлением об исключении возвратных отрезков развития седиментации как проявления азональных черт лимногенеза. Классическая последовательность осадков по [14, 15] в этом случае свидетельствует о слабом влиянии климата: климат менялся, а в озерах формировалась последовательная монодоминантная (гомогенная, однородная) структура осадков.

Степень и полнота реализации седиментационного ритма в озерах отражается на содоминировании осадков. Отсутствие в постоптимальное время голоцена части спектра осадков доказывает, что незавершенность седиментационного перехода – одна из ключевых черт озер средневысотных ландшафтов, особенно южнее границы Поозерского оледенения. Это значит, что приближение к седиментационному переходу (пограничному состоянию) фиксируется содоминированием осадков разных групп в структуре времени (неустойчивость накопления по продолжительности) и суммарной мощности (по вещественному составу), что отражает эволюцию седиментации. Анализ структуры суммарной мощности илов вне зависимости от их вещественного состава, однородности и происхождения можно считать надежным приемом оценки состояния конкретного водоема.

Поскольку лимногенез на длительных этапах формирует диссипативные системы, то можно говорить о метахронных возвратно-поступательных колебаниях, отражающих состояние компенсации для неустойчивого равновесия. Полная продолжительность седиментационного ритма составляла 900÷1200 лет, из них озерная фаза занимала 600÷900 лет (65÷75 %), а болотная – 300÷400 лет (25÷35 %). Каждая последовательная смена приводила к постепенному изменению формы котловины. С позиции развития систем геоматерии и климатические ритмы (начальное положение системы) задерживали лимносистемы в озерной фазе (последующие положения системы) и приводили к стабилизации и соответствию связей ее органического накопления (фактически – трофии) с ландшафтно-климатическими условиями водосбора (устойчивость), а смена фаз накопления носила возвратный характер (обратные стадии). В этом случае смешанные осадки являются наследием перестройки климата. Максимумы фона накопления незначительно запаздывали, а средние уровни накопления (условно – фон или норма накопления) в действительности отражали максимальные по продолжительности этапы пред- и постоптимального времени.

Представления о седиментации в озерах средневысотных ландшафтов говорят об их дискретной однородности – мозаичности для смежных водосборов. Такая характеристика указывает на устойчивость накопления и эволюционное изменение структуры осадков. Инертный характер осадочного привода приводит к тому, что каждый последующий этап аккумуляции материала был более продолжительным во времени, чем предыдущий. Поэтому категории «степень заполнения котловины», «структура осадков» и «мощность, накопленная за кратный интервал» в отдельности не могут служить достоверным доказательством этапа или стадии развития седиментационного ритма. Однако отдельные сочетания (маркеры) могут отражать состояние палеолимносистем, например, скорость садки торфа – дистрофия водоема.

Для практики современного природопользования важно отметить, что антропогенная компонента накопления карбонатного сапропеля в связи со стабильным накоплением кремнеземистого сапропеля в постоптимальное время фиксирует пахотное освоение земель, стимулирующее вынос оснований именно в результате усиления эрозии, что согласуется с выводами [28]. Трансформация ионного стока свидетельствует [4, 29] о локальности значимых антропогенных изменений трофии водоемов и современных процессов терригенного накопления.

1. Козлов Е. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 1. С. 81.
2. Козлов Е. А. // Фундаментальные проблемы квартера: Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертич. периода. Новосибирск, 2009. С. 276.
3. Власов Б. П. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 1992. № 3. С. 73.
4. Павловский А. И. Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси. Мн., 1994.
5. Структура географической среды и ландшафтное разнообразие Беларуси. Мн., 2006.
6. Gessler P. E. // Int. J. Geogr. Inf. Syst. 1995. Vol. 9. P. 421.
7. Еловичева Я. К. // Палинология: стратиграфия и геоэкология: Сб. науч. тр. XII Всерос. палинол. конф. СПб., 2008. С. 114.
8. Козлов Е. А. // Селиверстовские чтения: Материалы Всерос. науч. конф. СПб., 2009. С. 79.
9. Еловичева Я. К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. Мн., 1993.
10. Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Мн., 1990.
11. Абросов В. Н. Зональные типы лимногенеза. Л., 1982.
12. Разломы земной коры Беларуси. Мн., 2007.
13. Озерный седиментогенез в голоцене Беларуси. Мн., 1998.
14. Якушко О. Ф. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 1978. № 2. С. 50.
15. Якушко О. Ф. // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 168.
16. Дабков В. Г., Сорокин И. Н. Озеро и его водосбор – единая природная система. Л., 1979.
17. Субетто Д. А. Донные озерные отложения. СПб., 2009.
18. Алексеев В. П. // Проблемы синергетики и коэволюции геосфер: Материалы Всерос. науч. симпози. Саратов, 2008. С. 209.
19. Севастьянов Д. В. // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2003. Вып. 2 (№ 15). С. 32.
20. Страхов Н. М. // Образование осадков в современных водоемах. М., 1954. С. 35.
21. Флоренсов Н. А. Рельеф и неотектоника: Избр. тр. М., 1989.
22. Еловичева Я. К. // Ист.-археол. сб. 1999. № 14. С. 5.
23. Сейбутис А. А. // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 162.
24. Исаенко В. Ф. // Проблемы палеогеографии антропогена Белоруссии. Мн., 1973. С. 210.
25. Гуман М. А. // История озер в СССР: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. Таллин, 1983. Т. 1. С. 68.
26. Павловская И. Э. Полоцкий ледниково-озерный бассейн. Мн., 1994.
27. Симонов Ю. Г. // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1966. № 5. С. 3.
28. Карпиченко А. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 2. С. 83.
29. Козлов Е. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2009. № 2. С. 76.

Поступила в редакцию 26.05.11.

Евгений Анатольевич Козлов – ассистент кафедры физической географии мира и образовательных технологий.