УДК 551.89 [551:583.7 – 551.8:574]

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Кузьмин С.Б., Белозерцева И.А., Шаманова С.И.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО АН, Иркутск, e-mail: belozia@mail.ru

В статье рассмотрены палеогеографические события Прибайкалья в голоцене. Построены основные палеогеографические тренды: 1) геодинамические – тектонические и геоморфологические процессы; 2) климатические – изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов. Определена продолжительность и последовательность периодов потепления и похолодания климата для различных районов Прибайкалья и проведена их корреляция. Выявлена широтная географическая зональность природной среды Прибайкалья в голоцене.

Ключевые слова: палеогеографические события, эволюция ландшафтов, климат, голоцен

PALAEOGEOGRAPHIC EVENTS OF PREBAIKAL REGION IN HOLOCENE

Kuzmin S.B., Belozertseva I.A., Shamanova S.I.

Institute of Geography mem. V.B. Sotchava SB RAS, Irkutsk, e-mail: belozia@mail.ru

Palaeogeographic events of Prebaikal Region in Holocene are reviewed in article. Main palaeogeographic trends: 1) geodynamic – tectonic and geomorphologic processes; 2) climatic –warming and humidifying of landscapes changes are constructed. The duration of stages of warming and cooling of climate for different parts of Prebaikal Regions is determined and their correlation is conducted. Latitude geographic zonality of an environment of Prebaikal Region in Holocene is detected.

Keywords: palaeogeographic events, landscape evolution, climate, Holocene

Глобальные и региональные изменения природной среды и климата и их прогноз являются важнейшей проблемой, с которой общество столкнулось в последние десятилетия. Экологический прогноз основан на исследовании палеогеографических событий недавнего геологического прошлого – голоцена – последние 11700 лет, на анализе состояния, динамики и эволюции ландшафтов в их естественном развитии, на понимании их взаимодействия и причинно-следственных связей. Этими вопросами занимаются многие науки: география, геология, экология и др., поэтому достоверные реконструкции изменений природной среды и климата могут быть получены только на основе корреляции географических, геологических, биотических, климатических событий. Это является основой полноценного экологического прогноза, и география выступает здесь как интегративная наука, синтезирующая все доступные знания.

Большая роль в формировании глобального климата принадлежит внутриконтинентальной Азии, которая представляет собой обширный высокоподнятый, глубоко расчлененный массив суши, во многом влияющий на планетарное распределение и перераспределение атмосферной циркуляции и солнечной радиации. Типичным представителем внутриконтинентальных районов Азии является Прибайкалье, котловина оз. Байкал и окружающие ее горные хребты. В аквальных, субаквальных и терригенных рыхлых отложениях, почвах, торфяниках заложена информация о характере, последовательности и преемственности палеогеографических событий голоцена, об изменении тепло- и влагообеспеченности ландшафтов, о геодинамических и геохимических процессах, о формировании почвенного и растительного покрова. В то же время, современные ландшафты Прибайкалья несут информацию и об антропогенном воздействии на них. Комплексное использование всех этих данных позволяет осуществлять более качественный прогноз региональных изменений природной среды и климата, намечать и воплощать в жизнь мероприятия по экологически ориентированному территориальному планированию Прибайкалья.

Особую актуальность этим исследованиям придает тот факт, что большая часть Прибайкалья входит в состав законодательно утвержденной в Российской Федерации Байкальской природной территории, для которой разработаны и утверждены специальные нормативные документы по территориальному планированию, содержащие строгую регламентацию хозяйственной деятельности в зависимости от экологической ценности осваиваемых земель.

Материалы и методы исследования

Глобальный голоцен рассматривается как самостоятельное фландрское межледниковье, которое привело к глобальному потеплению климата, проявилось и во внутриконтинентальных районах Азии, и на территории Прибайкалья. Основными причинами глобальных изменений климата и природной

среды и чередования относительно теплых и холодных эпох являются вариации солнечной активности и изменения орбитальных параметров Земли. Дополнительными причинами являются специфические палеогеографические условия в отдельных регионах: североатлантическая и южная Эль-Ниньо осцилляции, пульсации континентальных ледниковых щитов и колебания уровня Мирового океана, крупные извержения вулканов и др. Их изучают в основном на континентальных и океанических трансектах с акцентом на цикличность [3, 15, 29 и др]. В последние 2500 лет, особенно в последние 300 лет существенно возросло антропогенное влияние на изменения климата и природной среды.

Изучение палеогеографических событий голоцена традиционно проводится с помощью спорово-пыльцевого анализа рыхлых отложений, изучения состава и массы органики в них, например, диатомей, геомагнитных вариаций и т.п., а временная привязка – с помощью разных видов радиоуглеродного анализа вмещающих споры и пыльцу разногенетических отложений, геохимического датирования по изотопам химических элементов, аутигенному урану, биохимического датирования по $\delta^{13}C$ в бентосных и планктонных кремниевых и карбонатных микрофоссилиях в донных отложениях континентальных озер и морей, изотопам кислорода в континентальных ледниковых щитах, и т.п.

При периодизации палеогеографических событий обычно опираются на схему Блитта-Сенандера, в которую в последние годы внесены изменения при анализе изотопно-кислородной шкалы SPECMAP в т.ч. с помощью дендро- и тефрахронологических методов [17, 34 и др.], профилей треков химических элементов в сталагмитах и других натечных спелеообразованиях [16, 32], органических микрофоссилий, бентосных фораминифер, цист динофлагеллят, роста раковин моллюсков в аквальных отложениях материков и океанов [18, 24 и др.], ботанического состава торфа и концентрации целлюлозы в погребенных мхах по изотопам углерода и кислорода [20, 35], при изучении микроорганизмов, таких как амебы или участвующие в фотосинтезе метанотрофные бактерии в погребенных мхах [27], молекулярной структуры органических соединений – насыщенные алифатические углеводороды, лигниновые фенолы, карбоксиловые кислоты, и углеродной изотопной структуры растительных парафинов, содержащихся в донных осадках [13, 23] и т.д. В результате приняты следующие даты начала периодов голоцена (лет назад): предбореальный – 11800; бореальный – 10800; атлантический – 10000; суббореальный – 6000; субатлантический – 3000[1].

В голоцене Сибири прослеживается снижение контрастности климата от северных районов, прилегающих к Северноледовитому океану, к южным внутриконтинентальным Центральноазиатским. Если голоценовый оптимум для Центральной и Северной Сибири характеризовался повышением температуры воздуха в январе на 3,7 °С, а в июле на 5 °С по сравнению с современной, то для Южной Сибири это повышение составляло: январь – 1 °С, июль – 0–0,3 °С. Повышение среднегодовой влажности для Северной Сибири составило более 200 мм, для Центральной Сибири – 150–160 мм, для Южной Сибири – менее 50 мм. В результате потепления атлантического оптимума среднегодовая температура воздуха на севере Евразии повысилась в среднем на 2–2,5 °С по сравнению с современной, и в результате на севере Европейской России и Западной Сибири леса продвинулись к северу до 68–70° северной широты [1, 3]. Эти данные хорошо коррелируют с исследованиями, проведенными во внутриконтинентальных районах Азии, в частности, в Монголии и Киргизии [22, 25 и др.].

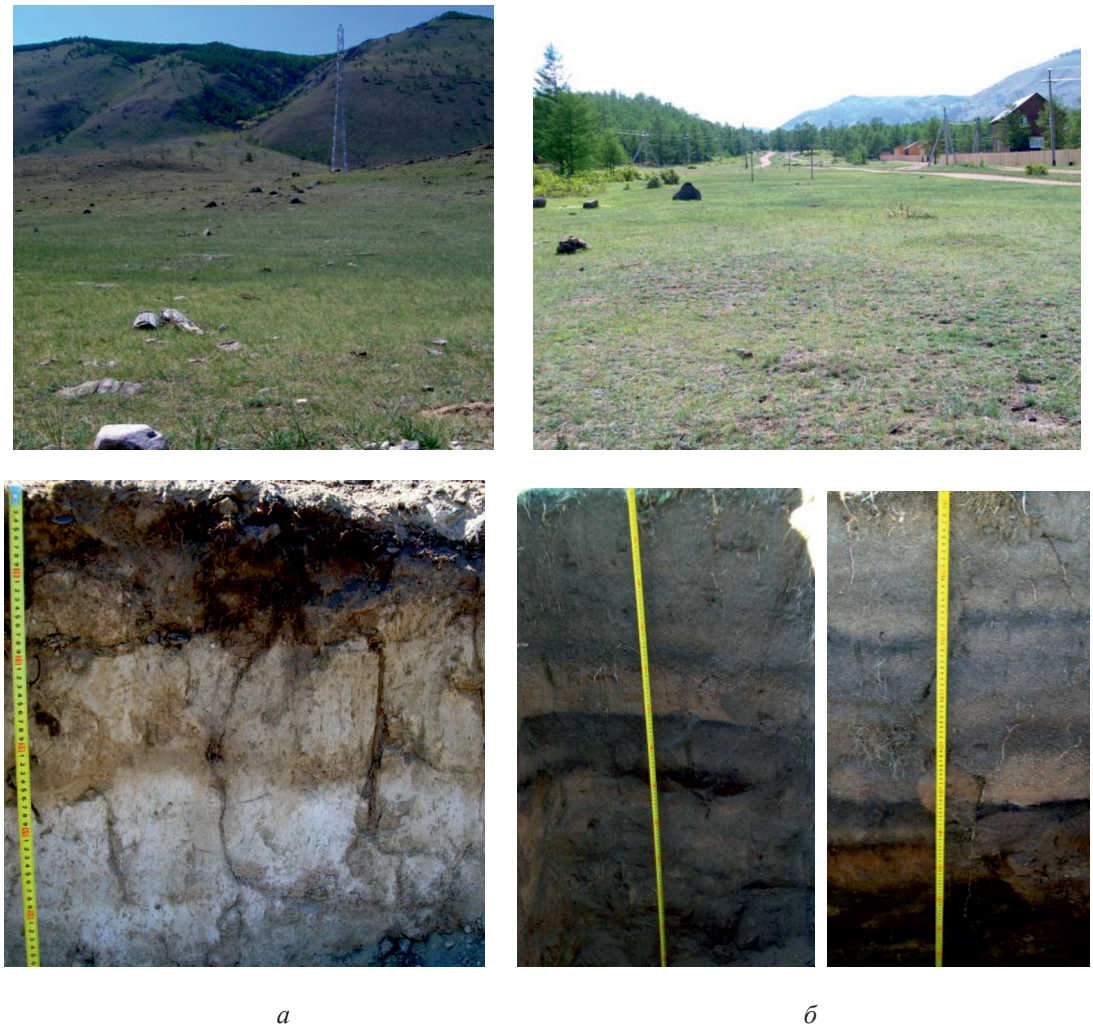
Результаты исследований и их обсуждение

Вначале рассмотрим наши новые данные о характере рыхлых отложений, которые отмечают границу между сартанским оледенением (позднеледниковье) и голоценом. Стратифицированные делювиальные отложения нескольких разрезов в районе устья р. Сарма (Западное Прибайкалье), формирующиеся на них и погребенные почвы содержали информацию об изменении природной среды и климата, особенностях осадконакопления и геодинамических обстановках, благодаря их высокой чувствительности к внешним воздействиям.

Изучены рыхлые отложения и почвы разреза «Сарма-1». Они сформировались на юго-восточном пологом склоне Приморского хребта в долине р. Сарма. В данное время почвы находятся под типчаково-полынно-разнотравной степью. Разрез сложен следующими временными слоями (Рис. 1, Табл. 1): 1) голоценовые делювиальные суглинки и супеси с примесью эолового и десерпционного материала (мощность 20–25 см); 2) среднесартанские (Sr3) делювиальные и делювиально-эоловые суглинки (25–40 см); 3) раннесартанские (Sr4) лессовидные суглинки, белесоватые от обилия карбонатов (40–70 см). Голоценовая часть разреза представлена черноземом маломощным и отличается от неоплейстоценовой темной и буроватой окраской горизонтов. Содержание гумуса резко уменьшается по глубине разреза от 12% (до 10 см) до 0,6% (24 см). Повышенная гумусированность голоценовых отложений следствие оптимизации климатических условий – потепления и возрастания количества атмосферных осадков. Отмечается обтекание криогенных клиновидных структур в толще сартанских отложений раннеголоценовыми почвенными горизонтами. Размеры клиньев 20–40 см. Слабый криогенез имел место в первой половине бореального

[1] Сегодня принято радиоуглеродные даты приводить в календарном летоисчислении после калибровки для сравнения палеогеографических событий в разных регионах. При отсутствии календарных дат они восстановлены нами on-line на сайтах http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/calib/calib.html и http;//www.calpal-online.de.

времени. Зафиксированы мерзлотные клинья в среднеатлантическое время, между субатлантическим и суббореальным периодами, которые можно рассматривать как сигналы похолоданий. Верхняя часть элювия размыта и рассечена трещинами (криотурбирована) в сартанское время. На размытой поверхности криотурбированного элювия залегает слаборазвитая погребенная почва мощностью 5 см сартанского возраста. Заметен горизонт А светло-каштанового цвета, содержание гумуса в котором составляет 1,7%. Таким образом, в разрезе «Сарма-1» запечатлены следы двух больших периодов аридизации климата и внутри них несколько фаз криогенеза (похолоданий).



а *б*

Рис. 1. Следы изменений климата и геодинамической активности в Приольхонье по разрезам: а – «Сарма-1», б – «Арык»

В разрезе «Сарма-2», находящемся в зоне Приморского разлома ярко выражены следы сейсмической активности. Наблюдаются белесые фрагментарные слои раннесартанских лессовидных суглинков, вышедших на поверхность среднесартанских слоистых суглинков в результате сейсмогенного разрыва. Образовавшаяся полость заполнилась прослойками раннеголоценовых гумусированных суглинков и лессовидными суглинками среднесартанского возраста. В верхней части разреза также наблюдается чернозем маломощный голоценового возраста под петрофитной каменистой степью. Наличие грубообломочных слоев пролювия также можно рассматривать как сигнал наложенных сейсмотектонических и аномальных климатических событий в сартанское время.

В строении разреза «Арык» представлено множество слоев погребенных почв, делювия и пролювия, которые сформировались в результате высокой геодинамической активности и резких изменений климата. В строении голоценовой толщи можно

выделить две части: нижнюю, преимущественно делювиальную, и верхнюю – преимущественно пролювиальную. Голоценовая часть разреза (мощностью до 1,3 м) по сравнению с сартанской имеет хорошо выраженную слоистость и более темную окраску, обусловленную меньшим содержанием карбонатов и наличием гумусовых горизонтов. Все почвы, сформированные в раннем и среднем голоцене относятся к слаборазвитым. За исключением почвы среднеголоценового возраста суббореального периода (SB-2, на глубине 55–65 см). На глубине 65–70 см имеется погребенный перегнойный горизонт, который сформировался в атлантическом периоде вследствие потепления и возрастания количества атмосферных осадков. Поздний голоцен представлен черноземом маломощным. Его формированию способствовала оптимизация климатических условий. Следы похолодания климата выражены в виде криогенных гумусовых жил, образованных в более ранний суббореальный период (SB-1).

Таблица 1

Природно-климатическая ситуация в Приольхонье по анализу изученных разрезов

Горизонты	Глубина, см	Возраст	Генезис отложений	Климатические условия	Геоморфологическая ситуация
Разрез «Сарма-1»					
AU/BCA	0-20 (25)	SA/SB/AT/BO/PB/DR/AL	Суглинки и супеси с примесью эолового и десерпционного материала	Субаридные, аридные	Осыпи, обвалы, эоловые процессы
Cca	20-40	Sr^3	Делювиальные и делювиально-эоловые суглинки	Усиление ветровой деятельности	Слабая дефляция
BCA/Cca_1	40-45	Sr^3/Sr^4	Делювиальные делювиально-эоловые и лессовидные суглинки	Небольшое потепление на фоне похолодания	
Cca_1	45-70	Sr^4	Лессовидные суглинки, белесоватые от обилия карбонатов	Сильное похолодание на фоне аридизации	Эоловые процессы, морозобойное трещинообразование
Разрез «Арык»					
$AU_1/B_1/AU_2/B_2/AU_3/C_3$	0-55	SA-3/SA-2/ SA-1	Делювиальные и делювиально-эоловые суглинки	Некоторая аридизация климата, усиление ветровой деятельности	Усиление дефляции, активизация обвалов и осыпей
AU_4/BC_4	55-65	SB	Делювиальные суглинки	Оптимизация увлажненности и теплообеспеченности	
AH/BC_5	65-70	AT	Преимущественно делювий	Потепление на фоне похолодания	Повышение уровня грунтовых вод
$C_6/B/C_7$	70-120	BO/PB/DL/AL	Делювий, пролювий.	Климат существенно теплее, чем в сартане, но холоднее, чем в атлантический период.	Слабый криогенез

Комплексный анализ рыхлых отложений и погребенных почв, вскрытых в разрезах «Сарма-1», «Сарма-2», «Арык» позволил выделить несколько последовательных этапов почвообразования и осадконакопления и соответствующие им изменения природной среды и климата. К рубежу позднеледниковья и раннего голоцена отнесена литогенная сухомерзлотная почва, профиль которой сложен оторфованными тонкослоистыми горизонтами и линзами, перекрывающимися щебенисто-песчаными отложениями, что позволяет предположить неоднократные и резкие смены ландшафтных условий во время их формирования. Заметное отличие залегающих выше отложений и почв по морфологическим признакам, литологическим и физико-химическим свойствам объясняется качественно иными условиями осадконакопления и почвообразования и индицирует границу между позднеледниковьем и голоценом. Затем

наступил собственно голоцен, который мы рассмотрим по периодам.

Предбореальный период голоцена в Северной Европе характеризовался распространением березово-лиственничных и березово-сосновых лесов с участием темнохвойных и широколиственных пород наряду с типичными лесотундровыми и ксерофитными степными сообществами около 11700 лет назад вследствие резкого и значительного потепления и увлажнения климата. Но на севере Сибири климат был все еще значительно холоднее современного, а северные границы ландшафтных зон смещены к югу на 400–450 км. В Прибайкалье потепление голоцена отчетливо проявилось в активной деградации многолетнемерзлых пород в интервале 11800–11000 лет назад. Завершение этапа разрушения криолитозоны сопоставляется, на основании относительных археологических и абсолютных радиоуглеродных датировок, с началом формирования высокой поймы речных долин Прибайкалья около 12000–10000 лет назад. Климат был умеренно холодным и недостаточно влажным [3, 31 и др.].

В бореальный период, несмотря на похолодание, Прибайкалье постепенно приобретает лесной облик. Около 10800–10500 лет назад в ландшафтах доминировали кустарниково-древесные сообщества из ольхи, березы и ивы с незначительной долей кедра, ели и сосны, а в интервале 10500–10000 лет назад начали формироваться таежные леса из пихты и ели при широком распространении березовых лесов [31]. В целом климат бореального периода в Прибайкалье был несколько холоднее и суше современного, о чем свидетельствует широкое проявление в регионе эоловых процессов и образование крупных дюн на наветренных берегах оз. Байкал. Бореальный период Прибайкалья в целом можно рассматривать как начало становления высотно-поясной дифференциации ландшафтов, вследствие устойчивого ослабления континентальности климата, которое было обусловлено глобальным повышением среднегодовых температур воздуха, увеличением инсоляции дневной поверхности и количества атмосферных осадков, особенно в летний период года [7, 8].

Атлантический период в Северной Евразии характеризовался длительно- и короткопериодичными климатическими вариациями, и в целом ландшафтные обстановки отличались большей тепло- и влагообеспеченностью по сравнению с современностью [3]. Ландшафты Прибайкалья в начале атлантического периода около 10000–9500 лет назад характеризовались широким распространением среднетаежных сосновых и кедровых и подтаежных сосновых лесов. Температуры воздуха и увлажнение климата достигали современных значений. В интервале 9500–7000 лет назад наступил климатический оптимум голоцена. Атмосферное увлажнение стало максимальным за весь период после казанцевского интерстадиала и достигало в среднем 1000 мм/год. Среднегодовые температуры воздуха превышали современные на 2 °С, а сумма активных температур достигала 1100–1200 °С/год. Это происходило в результате усиления циклонической деятельности, вызванной общей перестройкой атмосферной циркуляции Северного полушария и усилением действия теплого и влажного североатлантического переноса воздушных масс. Прогрессирующее потепление и увлажнение климата атлантического периода привели к смене доминант в составе лесной растительности Прибайкалья. Вследствие разрушения многолетнемерзлых пород и улучшения дренажа ель переместилась с плакорных местообитаний в речные долины, а в горах сформировался почвенный покров, необходимый для широкого распространения кедровых лесов. В Восточном и Южном Прибайкалье зафиксирован расцвет влажной кедрово-пихтовой тайги с участием представителей умеренно-термофильной флоры – липы, лещины, ильма [2, 14, 26]. В Западном Прибайкалье ныне соленые мутные мелкие озера в то время были полноводными, с прозрачной пресной водой, богатой малакофауной [26].

Климатический оптимум голоцена в Прибайкалье нарушался короткими эпизодами похолодания в интервалах 9000–8900 и 8000–7800 лет назад, когда климат был сопоставим с бореальным периодом. Это приводило к сокращению площади кедрово-пихтовых лесов, которые уступали место лесам с господством лиственницы и сосны. Самым теплым, но умеренно влажным был интервал 7800–7000 лет назад. В результате плавного незначительного похолодания около 7000–6600 лет назад климат стал аналогичен современному. В конце атлантического периода около 6600–6000 лет назад климат был теплее современного, но увлажненность понизилась уже значительно. Сокращение атмосферных осадков вызвало существенную ландшафтную перестройку. Светлохвойные леса повсеместно замеща-

ли темнохвойные, а среди последних начали доминировать кедровые с почти полным выпадением пихты [26].

Суббореальный период в Северной Евразии характеризовался повсеместным похолоданием и иссушением климата на фоне его большой нестабильности: раннесубореальное похолодание (6000–5500 лет назад), которое все же было теплее современного климата – среднесуббореальное относительное потепление (5500–4800 лет назад) близкое к атлантическому климатическому оптимуму голоцена – позднесуббореальное относительное похолодание (4800–3000 лет назад), которое было уже существенно холоднее современного климата [19, 36]. Однако в разных регионах отклик природной среды различался и по характеру и по времени проявления. Так, начало субореального периода в Прибайкалье ознаменовалось существенным похолоданием регионального климата и изменением характера почвообразования [4]. На рубеже 4400 лет назад начался период активной аридизации климата [28]. Примерно 4200 лет назад отмечается экстремум похолодания суббореала, которое зафиксировано в разных регионах Евразии [33], в том числе и в Прибайкалье, где проявилось в усилении сезонной контрастности и континентальности климата.

Субатлантический период в Евразии был относительно прохладным с неравномерным увлажнением ландшафтов в зависимости от регионов, с вариациями климата от более благоприятного до менее благоприятного, чем современный. Начало периода знаменуется потеплением в интервале 3000–2600 лет назад, когда климат был мягче современного, а затем кратковременным резким и значительным похолоданием около 2600–2300 лет назад, когда климат был даже более холодным и сухим, чем в суббореале. В Прибайкалье в интервале 2750–2480 лет назад проявился период активного иссушения ландшафтов и роста континентальности климата, в донных осадках мелких озер зафиксированы четкие следы интенсивной эоловой деятельности, что было связано с выдвижением ледниковых покровов Северной Атлантики (событие IRD-2, ice-rafted debris event), ослаблением летних муссонов в Восточной Азии и их влияния на внутриконтинентальные районы, Около 2400 лет назад началось медленное потепление и увлажнение глобального климата. Тем не менее, в Прибайкалье в интервале 2120–1870 лет назад отмечалось некоторое иссушение климата, но затем наступило устойчивое потепление и увлажнение, когда климат был более теплый и влажный, чем современный [3, 26].

Реконструкции палеотемператур Северного полушария для последних 1500 лет как отклонение от средних температур за регистрационный период (IPCC2007) показывают, что потепление эпохи Roman Warm Age закончилось около 520 года, когда палеотемпературы были выше регистрационных на 0,4 °C. С рубежа около 1500 лет назад началось похолодание и иссушение климата. В интервале 550–950 годов, Cold Dark Ages, палеотемпературы всегда были ниже регистрационных с минимумом в 770-х годах – ниже регистрационной на 1,5 °C. На рубеже 1100–1050 лет назад началась эпоха потепления и увлажнения климата, проявилась средневековая климатическая аномалия, которая продолжалась около 600 лет назад. В интервале 950–1450 годов, Medieval Warm Age, палеотемпературы были примерно равны современным с максимумами около 1000 и 1400 годов, т.е. в самом начале и самом конце интервала, когда они были выше регистрационных на 0,5 °C. Затем наступил Малый ледниковый период (Little Ice Age), который является особой эпохой голоцена и проявился во всех регионах Земли, в т.ч. и в Прибайкалье в интервале 1450–1950 годов. Палеотемпературы в то время всегда были ниже регистрационных, с минимумами около 1540, 1610, 1700 и 1820 годов, когда они были ниже регистрационных на 1,5 °C. Непрерывные высокоразрешающие записи климатических изменений фиксируют существенное глобальное снижение температуры для обоих полушарий Земли, что особенно контрастно выглядит на фоне значительно более теплой и влажной средневекового климатического оптимума 1050–600 лет назад (Medieval Warm Age). После рубежа 160 лет назад началось медленное потепление глобального и регионального климата, в т.ч. в Прибайкалье, особенно активно проявившееся в последние 70–50 лет [12, 21, 30 и др., Табл. 2].

Детальное описание палеогеографических событий Прибайкалья в голоцене с акцентом на изменение состава растительности приведено в недавней работе [31]. С началом голоцена получают распространение темнохвойные леса из ели, пихты и кедра, однако степные таксоны все еще широко представлены в ландшафтах.

Это говорит о начале потепления, но климат оставался относительно сухим. Широкая экспансия кедра в интервале 10000–8500 лет назад говорит о значительном увлажнении ландшафтов, о чем свидетельствует и повышение содержание органического углерода в байкальских донных осадках. Тем не менее, около 9500 лет назад проявился короткий холодный интервал, который удалось зафиксировать по изменению физиологических особенностей хвои (Haploxylon) и скорости поступления пыльцы (PAR – pollen accumulation rate) темнохвойных деревьев в окружающие ландшафты. Такие короткие холодные и сухие интервалы проявились около 8500 и 8200 лет назад, что подтверждается также снижением содержания в донных осадках количества биогенного кремнезема и $\delta^{18}O$ в створках диатомовых водорослей за счет уменьшения объемов флювиального выноса в оз. Байкал. В эти периоды зафиксированы следы частых лесных пожаров. Хотя в целом весь интервал характеризовался более теплым и влажным климатом, чем современный. После 6000 лет назад в ландшафтах вновь начинают преобладать степные ценозы [31].

Таблица 2

Хроноклиматическая периодизация субатлантического периода голоцена

Климатическая эпоха	Название	Время, лет назад
Потепление	-	3000–2600
Похолодание	-	2600–2300
Потепление	романскаяэпохаRomanWarmAge с максимумом	2300–1550 2000–1800
Похолодание	эпоха ColdDarkAges с максимумом	1550–1050 1400–1300
Потепление	средневековая климатическая аномалия MedievalWarmAgeсмаксимумом	1050–600 900–850
Похолодание	Малый ледниковый период с эпохой максимального похолодания MaunderColdMaximum	600–160 400–350
Потепление	современнаяэпохаRecent Warm Age	160–0

Для отдельных регионов Прибайкалья палеогеографические события голоцена происходили в разное время, с разной интенсивностью и масштабом распространения. Для регионального анализа Прибайкалье было разбито на отдельные территории. Такого единого деления в настоящий момент в литературе нет. Поэтому нами Прибайкалье условно разделено по морфоструктурному принципу: Северное Прибайкалье – хребты Байкальский и Баргузинский; Западное Прибайкалье – хребет Приморский и Приольхонское плато, включая о. Ольхон; Восточное Прибайкалье – хребты Улан-Бургасы и Морской; Южное Прибайкалье – хребет Хамар-Дабан и Олхинское плоскогорье (Рис. 2).

В Восточном Прибайкалье в голоцене в интервале 11700–10000 лет назад еще существовали лесотундровые, холодные степные и частично лесные ландшафты северо-таежного облика из лиственницы, ели и березы с высоким напочвенным увлажнением вследствие таяния ледников и снежников в горах, но уже начался процесс деградации многолетнемерзлых пород с появлением ареалов сосны и кедра, горных кустарничковых, моховых и лишайниковых тундр. Климат оставался умеренно холодным континентальным (сумма активных температур 800–1000 °С), недостаточно влажным (годовое количество осадков около 400 мм, с постепенным уменьшением радиационного индекса сухости от 1,5–1,9 в интервале 11700–10500 лет назад до 0,5 в интервале 10500–10000 лет назад). Началось освобождение верхней части гор от ледников и снежников и формирование там почвенного покрова. В интервале 10000–7000 лет назад климат был уже умеренно континентальным, влажным. В связи с разрушением вечной мерзлоты и улучшением дренажа грунтов, ель переместилась с плакорных местообитаний в более влажные долинные, а в вершинном поясе гор закончилось формирование почвенного покрова, необходимого для широкого распространения пихтовых лесов. В интервале около 6000–5000 лет назад западный перенос теплых и влажных воздушных масс заметно ослаб, сократились площади пихтовых лесов, уступивших ме-

сто сосново-лиственничным, увеличилась доля степной растительности, представленной разнотравно-злаковыми и маревыми ассоциациями. В последние 5000 лет ландшафты мало изменялись и были близки современным, но периодически увеличивались площади кедровых лесов: 4800, 2600 и 850 лет назад [2].

Рис. 2. Изученные районы Прибайкалья

В Южном Прибайкалье в интервале 11800–10500 лет назад начинается увлажнение и потепление климата и появляется ель, а затем пихта и лиственница. В интервале 10500–9500 лет назад широкое развитие получили лиственнично-еловые и березовые ландшафты, преимущественно лесотундрового и лесного облика. На интервал 10000–8500 лет назад приходится наибольший расцвет пихты и ели, присутствует пыльца кедра и сосны. В интервале 9500–7000 лет назад господствуют темнохвойно-таежные ландшафты из пихты, ели, кедра с широким развитием березовых лесов. На этот период приходится максимум увлажненности и смягчения континентальности климата. В интервале 6200–5400 лет назад происходило похолодание и иссушение климата, сопровождавшееся снижением площади распространения древесных пород. В рыхлых отложениях этого возраста преобладает пыльца трав и кустарников, споры папоротников и плаунов. В интервале 5400–5000 лет назад начинается восстановление лесов из сосны, кедра, березы, в отложениях обнаружено большое количество мелких угольков, свидетельствующих о крупных пожарах. В интервале 5000–3000 лет назад происходит усиление континентальности климата, а на байкальском побережье – ритмичное изменение гидрологического режима озера, формирование обширных заболоченных пространств с застойным гидрологическим режимом грунтов. Это послужило главной причиной исчезновения в позднем голоцене темнохвойных еловых лесов Прибайкалья [4, 31].

В Северном Прибайкалье в интервале 11200–10800 лет назад происходит изменение ландшафтной ситуации, усиление роли лесных сообществ, кустарниковых

ассоциаций из ольхи и появление заболоченных пространств с ерниками и ивой. В интервале 10800–9800 лет назад господствовали лесотундровые ландшафты из ели, лиственницы, березы, ивы с широким развитием остепненных марево-полынных ассоциаций. В интервале 9800–6300 лет назад формируются два комплекса лесных ландшафтов – темно- и светлохвойные, сокращаются площади болот. Интервал 9000–6800 лет назад рассматривается в регионе как климатический оптимум, когда в ландшафтах преобладали темнохвойные леса. После 6800 лет назад в связи с похолоданием и иссушением климата темнохвойные леса стали замещаться светлохвойными на водоразделах и склонах гор, а также остепненными ландшафтами на побережье оз. Байкал. Начало формирования I байкальской террасы пришлось на начало атлантического периода около 9800 лет назад, а окончание – на интервал 7000–6500 лет назад. В последующее время уровень оз. Байкал опустился ниже современного, о чем свидетельствуют подводные находки береговых валов и датировки коррелятных осадочных слоев, уходящих под современный уровень озера [14].

В Западном Прибайкалье потепление начала голоцена привело к протаиванию и проседанию рыхлого материала в морозобойные трещины сартана. Сформировался хорошо выраженный бугристо-западинный рельеф, многочисленные термокарстовые озера, связанные между собой протоками. Климат этого времени был теплее сартанского, но заметно холоднее атлантического и сходен с современным климатом Центральной Якутии с широким распространением аласных ландшафтов. Атлантическое время (10200–5800 лет назад) отождествляется с эпохой формирования отложений высокой поймы рек. Поверхность высокой поймы образует широкие плоские днища речных долин, а от плейстоценовых террас отделена эрозионным уступом. В период завершения формирования высокой поймы (6000–5600 лет назад) сток по речным долинам был значительно сокращен, либо носил сезонный характер, что имело место на протяжении всего суббореала 5600–3200 лет назад. С резко континентальным холодным климатом первой половины суббореального периода, запечатленным в спорово-пыльцевых комплексах и артефактах многослойной стоянки Улан-Хада (Приольхонье), связана регрессия вод оз. Байкала. Интервал второй половины суббореала 4500–3200 лет назад связан с перерывом в осадконакоплении. После 3200 лет назад в субатлантическом периоде началось формирование низкой поймы. Ее мощность достигает 0,7–1,2 м, что говорит о высоких скоростях аккумуляции. Увеличиваются максимальные значения паводков на крупных реках, о чем свидетельствуют покровы современных осадков на поверхности высокой поймы. В долинах высокого порядка морфология современных врезов указывает на активизацию эрозионных процессов и общее увеличение обильности водотоков, особенно в интервале 3200–1400 лет назад. В Приольхонье береговые валы современного пляжа либо надвинуты на среднеголоценовые осадки I байкальской террасы, либо отделены от них контрастным абразионным уступом, что свидетельствует о повышении уровня Байкала. Осадки многослойного поселения Улан-Хада свидетельствуют о распространении в это время лиственничных лесов, пришедших на смену преимущественно степным и лесостепным ландшафтам суббореального периода. В интервале 1400–1000 лет назад наступил очень холодный и сухой климатический эпизод Cold Dark Ages, который был одной из причин упадка цивилизации курыкан [7, 9, 26].

Повышение теплообеспеченности ландшафтов в атлантический период привело к формированию хорошо гумусированных почв. Главные этапы гумусонакопления в почвах региона приходятся на интервалы приблизительно 10000–9000 и 7800–6800 лет назад. Во многих почвах региона хорошо отражены следы этих потеплений климата в виде погребенных гумусовых горизонтов или участков с повышенным содержанием гумуса. Примерно 5800 лет назад наступает существенное похолодание климата, и интенсивность гумусообразования ослабла. Плодородие почв стало постепенно снижаться и больше уже никогда не достигало того уровня, какой был в атлантический период [4].

Глобальные флуктуации климата проявились в субатлантических почвах Западного Прибайкалья в изменении соотношения интенсивности геоморфологических процессов и почвообразования. Резкие кратковременные колебания климата, обуславливая смены доминирующей растительности и изменение характера и/или интенсивности геоморфологических процессов, определили чередование этапов по-

чвообразования с этапами осадконакопления, о чем свидетельствуют погребенные почвенные горизонты, которые переслаиваются с делювиально-пролювиальными осадками различной мощности и рыхлыми отложениями переходного (почвенно-литогенного) генезиса (Рис. 3). Как видно из рисунка, максимумы почвообразования приходятся на начало этапов активизации рельефообразующих процессов, а сами максимумы последних обусловливают спад активности почвообразовательных процессов, которые вновь активизируются только с уменьшением активности геоморфологических процессов. Хозяйственная деятельность, особенно активная около 1300–1100 лет назад, способствовала активизации экзогенных процессов, литоморфизации и ксерофитизации ландшафтных фаций, обусловливая формирование петроземов, литоземов и светлогумусовых органо-аккумулятивных почв [5, 6].

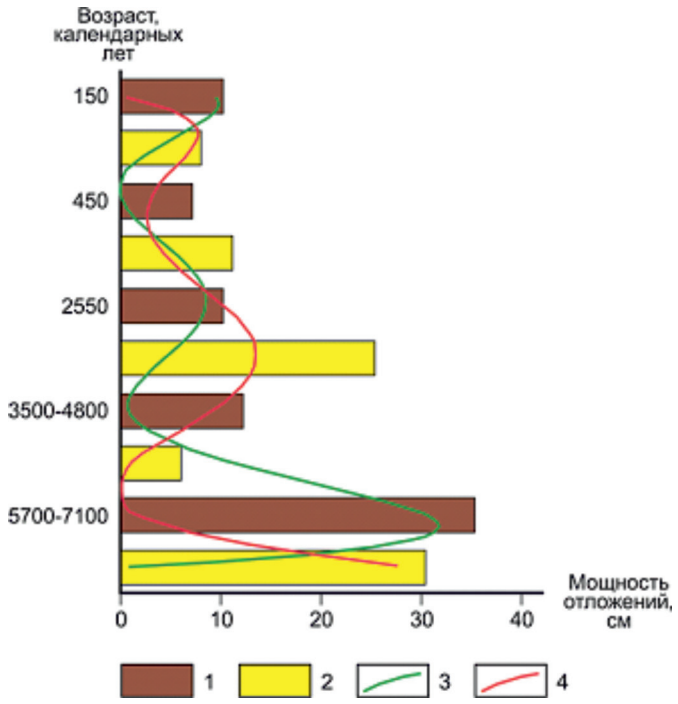


Рис. 3. Обобщенная диаграмма чередование периодов почвообразования и терригенного осадконакопления в Западном Прибайкалье для последних 8 000 лет: 1 – периоды почвообразования; 2 – периоды денудации и терригенного осадконакопления; 3 – кривая активности процессов почвообразования; 4 – кривая активности денудационно-аккумулятивных процессов. Составлена с использованием материалов из 5, 6, 8

История изменения природной среды и климата Западного Прибайкалья за последние 6500 лет восстановлена в результате комплексного исследования эвапоритовых осадков малых соленых озер Приольхонья с карбонатным типом седиментации. Получена палеозапись высокого разрешения, содержащая сведения о стратиграфическом распределении Mg-кальцитов, представляющих собой непрерывный ряд от низко- до высокомагнезиальных структурно разупорядоченных разностей вплоть до Ca-доломитов, в которых количество и соотношение фаз различной степени магнезиальности определяются величиной Mg/Ca, соленостью и общей щелочностью озерных вод в прошлом, меняющимися в соответствии с климатическими циклами. Карбонатная запись сопоставлена с данными литологического, диатомового, палинологического анализов, результатами радиоуглеродного датирования, определения стабильных изотопов ($\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$) и распределением ряда геохимических индикаторов климатических изменений. Эти материалы надежно свидетельствуют об увеличении аридности климата Приольхонья за последние 6500 лет [11].

Наиболее изученным в палеогеографическом отношении районом Западного Прибайкалья является Приольхонье, история изменения природной среды и климата которого следующая. Предбореальный

и бореальный периоды голоцена в Приольхонье характеризовались слабым развитием процессов почвообразования, широким распространением оглеенных почв. Несмотря на потепление, все еще господствовали холодные степи с полынью, плаунами и карликовой березой, лесостепи, встречались редкие леса на водоразделах. Похолодание бореального периода привело к локальному развитию криогенных трещин в почвах предбореала. Климат был холодным и сухим, что определило доминирование в ландшафтах степей и луговых степей с островными светлохвойными лесами. В атлантический период 10000–6000 лет назад начался этап заметного потепления и увлажнения климата, происходило протаивание и прогревание грунтов, на что указывают следы активной деятельности роющих насекомых и мелких млекопитающих и радиоуглеродные датировки культурных слоев. Существенно увеличились площади светлохвойных лесов, в ландшафтах появились ель, кедр и пихта, среди спор увеличилось содержание сфагнума, плаунов лесных видов и папоротников. На склонах и конусах выноса сформировалась высокогумусированная пачка отложений. Лес занимал водоразделы и склоны, что отражено в фациальном замещении высокогумусированных горизонтов вверх по склонам буроцветными горизонтами «В» лесных почв, но спускался на более низкие отметки рельефа, чем сейчас. Первая половина суббореала 6000–4600 лет назад – это фаза аридизации и похолодания климата. В склоновых отложениях появляются песчаные слои, уменьшается гумусированность почв, возникает каштановый оттенок в окраске гумуса, часто обнаруживаются следы пожаров. В ландшафтах доминируют сначала сухие и луговые степи, а затем в интервале максимальной аридизации 5300–4900 лет назад – сухие и полынные степи, пыльца древесных пород отмечается единичными зернами. Среди спор доминируют плаун сибирский и кроваво-красный – обитатели сухих скальных субстратов. Коротким, но на фоне высокой аридности выразительно холодным был интервал 3800–3600 лет назад, когда в осадках отразилась мелкая полигональная трещиноватость, а в спорово-пыльцевых комплексах преобладала полынь (85 %). В конце суббореала 3500–3000 лет назад потеплело, повысилась влажность климата, а под лугово-степной растительностью сформировался высокогумусный горизонт мощностью до 10 см. Начало субатлантического времени связано с резким потеплением 3000–2600 лет назад. Но потом наступил эпизод нового похолодания и иссушения климата 2600–2200 лет назад. Широкое развитие получили эоловые процессы, приведшие к накоплению песчаных слоев, перевеянных песков и дюн высотой до 4–м. Сформировались карразионные формы рельефа, а в отложениях отмечаются следы криогенного трещинообразования и мелких трещин усыхания. Содержание спор возрастает до 55 %, в ландшафтах преобладают сухие степи. Увеличение тепло- и влагообеспеченности произошло 2200–1400 лет назад, когда доля пыльцы древесных растений возросла до 30–50 %, появилась пыльца ели и пихты, но было еще высоко содержание спор плаунов, пыльцы полыни, камнеломки. Это говорит об сосуществовании горной тайги и степных ландшафтов, что характерно и для современного Приольхонья. Усиление эоловых процессов следует связывать с усилением антропогенной деятельности [5, 6, 9, Табл. 3].

Таблица 3

Реконструкция ландшафтных обстановок голоцена
для Западного Прибайкалья (составлена по материалам из 4–8, 14, 26)

Период голоцена	Время, лет назад	Доминирующие ландшафты
1	2	3
РВ	11800-11100	Тундровые на тундрово-глеевых и слабо-глеевых гумусных почвах в горах и на склонах; лиственничные редкостойные и степные злаково-марево-полынные на малогумусныхфульватно-аккумулятивных почвах в речных долинах и на побережье оз. Байкал
В	11100-10100	Горно-таежные светлохвойные с кедром на примитивных органогенно-щебнистых почвахв горах; подгорно-таежные светлохвойные и подгорно-котловинные лиственничные на слаборазвитых органо-аккумулятивных почвах в сочетании со степными полынно-злаковыми на высокогумусовыхгуматно-аккумулятивных темноцветных почвах с надмерзлотным сезонным гидроморфизмом в предгорьях и на склонах, в межгорных котловинах и долинах рек

Окончание табл. 3

1	2	3
AT	10100-5800	Горно-таежные темнохвойные полидоминантные, смешанные светлохвойно-темнохвойные на гуматно-фульватных почвах в горах; подгорно-таежные темнохвойно-светлохвойные мезофитные на альфегумусовых и текстурно-дифференцированных почвах в предгорьях; подгорно-котловинные светлохвойные ксеромезофитные на фульватно-гуматных органо-аккумулятивных почвах, степные злаково-разнотравные на гуматно-кальциевых нейтрально-щелочных почвах в межгорных котловинах и на склонах; луговые разнотравные на дерновых кальций-гумусовых почвах в речных долинах и на побережье оз. Байкал
SB	5800-3100	Горно-таежные светлохвойные с кедром, мелколиственно-светлохвойные на фульватно-акку-мулятивных альфегумусовых и дерновых почвах в горах; подгорно-таежные светлохвойные мезоксерофитные на фульватных органо-аккумулятивных почвах в предгорьях; подгорно-кот-ловинные лиственничные ксерофитные на гуматно-фульватных органо-аккумулятивных поч-вах в сочетании со степными разнотравно-злаковыми и злаково-полынными на слабогумуси-рованнымифульватно-гуматных нейтрально-щелочных и слаборазвитых органо-аккумулятив-ных почвах в межгорных котловинах, на склонах, в речных долинах и на побережье оз. Байкал
SA	3100-0	Горно-таежные кедровые, светлохвойные и светлохвойно-мелколиственные на фульватно-аккумулятивных альфегумусовых и органо-аккумулятивных, слабокислых и насыщенных гуматно-фульватных дерновых почвах в горах; подгорно-таежные светлохвойные на гуматно-фульватных слабокислых текстурно-дифференцированных и слабокисло-нейтральных дер-новых почвах в предгорьях; подгорно-котловинные сосново-лиственничные мезоксерофитные на фульватно-гуматных органо-аккумулятивных слабогумусированных и дерновых мало-мощных почвах в межгорных котловинах и на побережье оз. Байкал; степные злаково-раз-нотравные и полынно-злаковые на маломощных слабогумусированныхфульватно-гуматных нейтрально-щелочных и органо-аккумулятивных почвах на склонах и побережье оз. Байкал

Анализ изложенных данных позволяет определить последовательность, продолжительность и масштабы распространения палеогеографических событий, провести их корреляцию, наметить основные тренды изменения природной среды и климата Прибайкалья в голоцене: а) геодинамические тренды – тектонические и геоморфологические процессы; б) климатические тренды – изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов (Рис. 4).

Тренд тектонических процессов показывает, что с началом позднеледниковья активность тектонических процессов резко возрастает и достигает максимума в позднем дриасе и раннем голоцене. Конец атлантического и весь суббореальный периоды связаны со спадом тектонической активности. Первая половина субатлантического периода голоцена характеризуется как эпоха некоторой активизации тектонических движений, во второй половине – тектонический режим стабилизировался. В тренде геоморфологических процессов максимумы эрозии соответствуют максимумам в тренде тектонической активности с некоторым закономерным запаздыванием. Причем, чем выше пик тектонической активности, тем больше период запаздывания. Можно отметить следующие максимумы: эрозионных процессов – 32000, 10000, 2000 лет назад; аккумулятивных процессов – 4500 лет назад. В целом тренд отражает общую тенденцию к преобладающему разрушению горных сооружений Прибайкалья, созданных в среднем неоплейстоцене. Продолжительная эпоха осадконакопления имела место на фоте теплого климата атлантического периода голоцена.

В климатическом тренде теплообеспеченности ландшафтов отмечается, что все позднеледниковье и первая половина голоцена связаны с потеплением климата. К климатическому оптимуму голоцена теплообеспеченность ландшафтов достигла величин, сопоставимых со второй половиной казанцевского межледниковья. Однако теплый климат просуществовал недолго, около 4000 лет и в суббореальном периоде сменился похолоданием. В субатлантическом периоде климат слегка улучшился, но теплообеспеченность ландшафтов была немного выше современной только в средневековую климатическую аномалию Medieval Warm Age и только в самом ее начале около 960–1080 лет назад и конце около 1380–1460 лет назад. В тренде влагообеспеченности ландшафтов отмечается, что в конце позднеледниковья и начале голоцена она возросла в связи с масштабным таянием горно-долинных ледников и снежников, и приблизилась к значениям к концу

казанцевского и началу каргинского интерстадиалов позднего неоплейстоцена. Но в бореальном периоде она опять резко упала. Восстановление влагообеспеченности климата происходило уже на фоне существенного потепления климата в атлантический период голоцена. Максимум увлажнения климата приходится на интервал 8000–6000 лет назад, когда оно было сопоставимо с серединой казанцевского межледниковья.

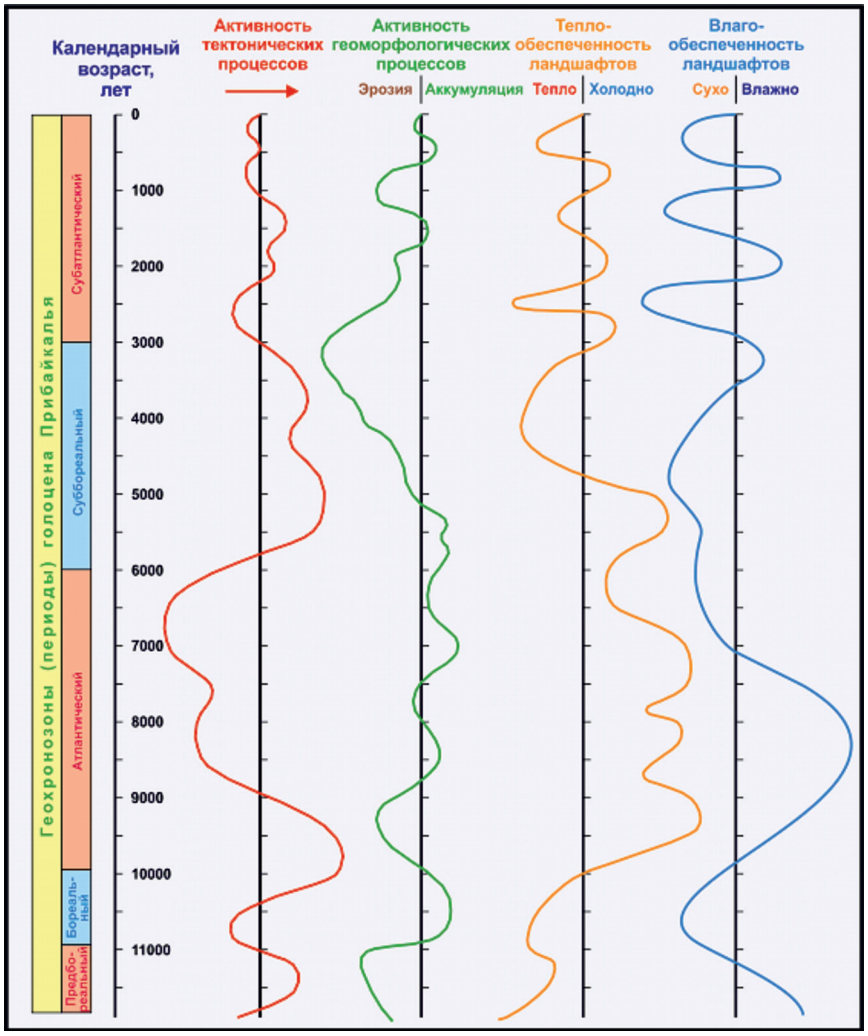


Рис. 4. Тренды палеогеографических процессов Прибайкалья для голоцена. Построены по отклонению их от активности и масштабности на современном этапе

Заключение

Рассмотренные тренды палеогеографических событий несколько отличаются для различных районов Прибайкалья, что является отражением неравномерной геодинамической активности на разных участках Байкальской рифтовой зоны, вариаций климатических параметров в зависимости от географической широтной зональности и высотной поясности ландшафтов и, как следствие, различий в эрозионно-аккумулятивных геоморфологических процессах. Это позволяет провести геохронологическую корреляцию последовательности палеогеографических событий между отдельными районами Прибайкалья.

Начало эпох потепления климата и увлажнения ландшафтов в позднеледниковье и голоцене отмечается с запаздыванием, а эпох похолодания климата и аридизации ландшафтов – с опережением по направлению от Южного к Северному Прибайкалью. Разница между этими показателями может достигать 500 лет. При этом наибольший интерес для палеогеографических реконструкций может представлять собственно продолжительность эпох похолодания или потепления климата. При анализе этих данных выявляется палеогеографическая зональность природной среды Прибайкалья. Она несколько нарушается главными орогра-

фическими элементами региона, обусловливающими высотную поясность ландшафтов. Горные сооружения, расположенные вдоль байкальского побережья в определенной степени изменяют даты наступления сезонов года, что связано, в частности, с экранирующей ролью Приморского и Байкальского хребтов и экспонирующей ролью хребтов Хамар-Дабан и Баргузинский. Первые упоминания о географической зональности природной среды и высотной поясности ландшафтов в голоцене Прибайкалья имеются у В.В. Ламакина [10]. Позднее этот вопрос для всей Южной Сибири рассматривался и в других работах. Поэтому подмеченная нами закономерность может стать объектом дальнейших палеогеографических исследований в регионе.

Список литературы

1. Астахов В.И. К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вестник Санкт-Петербургского университета. – 2007. Сер. 7. Вып. 1. – С. 3–20.
2. Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В. и др. Палинологические исследования донных отложений озера Котокель: (район озера Байкал) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 4. – С. 586–595.
3. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Известия РАН. Серия географическая. – 2014. – № 2. – С. 5–20.
4. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во Иркутского госуниверситета, 2010. – 205 с.
5. Данько Л. В. Эволюция почв экотона тайги и степи Прибайкалья // География и природные ресурсы. – 2009. – № 4. – С. 17–25.
6. Данько Л.В., Безрукова Е.В., Орлова Л.А. Индикация эволюционно-динамических особенностей развития геосистем Приморского хребта во второй половине голоцена // География и природные ресурсы. – 2009. – № 3. – С. 48–55.
7. Кузьмин С.Б., Мехоношин П.А., Данько Л.В. Новые данные о геодинамических обстановках позднеледниковья и голоцена в Прибайкалье // Известия РГО. – 2007. – Т. 139. – Вып. 3. – С. 45–52.
8. Кузьмин С.Б., Шаманова С.И., Казановский С.Г. Определение высотной поясности ландшафтов на базе цифровых моделей рельефа и характера дендрофлоры // География и природные ресурсы. – 2012. – № 4. – С. 137–149.
9. Кузьмин С.Б., Данько Л.В. Палеоэкологические модели этноприродных взаимодействий. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2011. – 187 с.
10. Ламакин В.В. О стратиграфических и географических изменениях состава растительной пыльцы в четвертичных отложениях Ольхонского края // Бюллетень МОИП. Отдел биологический. – 1962. – Вып. 4. – С. 79–100.
11. Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г. и др. Детальная летопись клима-та голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. – 2010. – № 3. – С. 303–328.
12. Bakker J., Paulissen E., D. Kaniewski, J. et al. Climate, people, fire and vegetation: new insights into vegetation dynamics in the Eastern Mediterranean since the 1st century AD // Climate of the Past. – 2013. – Vol. 9. – № 1. – P. 57–87.
13. Bandowe B.A.M., Srinivasan P., Seelge M. et al. A 2600-year record of past polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) deposition at Holzmaar (Eifel, Germany) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2014. – Vol. 401. – P. 111–121.
14. Bezrukova E.V., Belov A.V., Orlova L.A. Holocene vegetation and climate variability in North Pre-Baikal region, East Siberia, Russia // Quaternary International. – 2011. – Vol. 237. – № 1–2. – P. 74–82.
15. Bjune A.E., Birks H.J.B., Seppä H. Holocene vegetation and climate history on a continental-oceanic transect in Northern Fennoscandia based on pollen and plant macrofossils // Boreas. – 2003. – Vol. 33. – P. 211–223.
16. Blyth A.J., Smith C.I., Drysdale R.N. A new perspective on the δ13c signal preserved in speleothems using lC-IRMS analysis of bulk organic matter and compound specific stable isotope analysis // Quaternary Science Reviews. – 2013. – Vol. 75. – P. 143–149.
17. Breitenmoser P., Brönnimann S., Frank D. Forward modelling of tree-ring width and comparison with a global network of tree-ring chronologies // Climate of the Past. – 2014. – Vol. 10. – № 2. – P. 437–449.
18. Cromer L., Gibson J.A.E., Swadling K.M., Ritz D.A. Faunal microfossils: Indicators of Holocene ecological change in a saline Antarctic lakes // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. – 2005. – Vol. 221. – № 1–2. – P. 83–97.
19. Cubizolle H., Haas J.N., Bielowski W. et al. Palaeopaludification, environmental change and human impact during the Mid- and Late Holocene in Western Europe: the example of the La Prenarde-Pifoy mire in the French Massif Central // Quaternaire. – 2013. – Vol. 24. – № 4. – P. 419–442.
20. Daley T.J., Barber K.E., Street-Perrott F.A. et al. Holocene climate variability revealed by oxygen isotope analysis of Sphagnum cellulose from Walton Moss, northern England // Quaternary Science Reviews. – 2009. – Vol. 29. – № 15–16. – P. 1590–1601.
21. Harrison S., Rowan A.V., Glasser N.F. Little Ice Age glaciers in Britain: Glacier–climate modelling in the Cairngorm Mountains // The Holocene. – 2014. – Vol. 24. – P. 135–140.
22. Herren P.A., Eichler A., Tobler L. et al. The onset of neoglaciation 6000 years ago in Western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav Mountain Range // Quaternary Science Reviews. – 2013. – Vol. 69. – P. 59–68.
23. Ishiwatari R., Fujino N., Brincat D. et al. A 35 kyr record of organic matter composition and δ13C of n-alkanes in bog sediments close to Lake Baikal: Implications for paleoenvironmental studies // Organic Geochemistry. – 2009. – Vol. 40. – № 1. – P. 51–60.
24. Joseph N., Correa L.M. Freiwald A. et al. Sub-arctic Holocene climatic and oceanographic variability in Stjernsund, Northern Norway: evidence from benthic foraminifera and stable isotopes // Boreas. – 2013. – Vol. 42. – № 3. – P. 511–533.
25. Lee M.K., Lim H.S., Lee J.I. et al. Late Pleistocene – Holocene records from Lake Ulaan, Southern Mongolia: implications for East Asian palaeomonsoonal climate changes // Journal of Quaternary Science. – 2013. – Vol. 28. – № 4. – P. 370–378.
26. Mackay A.W., Bezrukova E.V., Boyle J.F. et al. Multiproxy evidence for abrupt climate change impacts on terrestrial and freshwater ecosystems in the Ol'khon region of Lake Baikal, central Asia // Quaternary International. – 2013. – Vol. 290–291. – P. 46–56.
27. Markel E.R., Booth R.K., Qin Y. Testate amoebae and δ13C of Sphagnum as surface-moisture proxies in Alaskan peatlands // The Holocene. – 2010. – Vol. 20. – P. 463–475.
28. Navarro-Hervás F., Ros-Salas M.-M., Rodríguez-Estrella T. et al. Evaporite evidence of a mid-Holocene (4550–4400 cal. yr BP) aridity crisis in southwestern Europe and palaeoenvironmental consequences // The Holocene. – 2014. – Vol. 24. – P. 489–502.
29. Nederbragt A. J., Thurow J. Geographic coherence of millennial-scale Holocene climate cycles // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. – 2005. – Vol. 221. – P. 313–324.
30. Romano P., Di Vito M.A., Giampaola D. et al. Intersection of exogenous, endogenous and anthropogenic factors in the Holocene landscape: A study of the Naples coastline during the last 6000 years // Quaternary International. – 2013. – Vol. 303. – P. 107–119.
31. Shichi K., Takahara H., Hase Y. et al. Vegetation response in the southern Lake Baikal region to abrupt climate events over the past 33calkyr // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2013. – Vol. 375. – P. 70–82.
32. Smith C.L., Fairchild I.J., Spotl C. et al. Chronology building using objective identification of annual signals in trace element profiles of stalagmites // Quaternary Geochronology, 2009. Vol. 4. – № 1. P. 11–21.
33. Streeter R., Dugmore A. Late-Holocene land surface change in a coupled social–ecological system, southern Iceland: a cross-scale tephrochronology approach // Quaternary Science Reviews, 2014. Vol. 86. P. 99-114.
34. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M. et al. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // Climate of the Past, 2008. Vol. 4. – № 1. P. 47–57.
35. Tillman P.K., Holzkamper P., Kuhry S. et al. Stable carbon and oxygen isotopes in Sphagnum fuscum peat from subarctic Canada: implications for palaeoclimate studies // Chemical Geology, 2010. Vol. 270. – № 1-4. P. 216–226.
36. Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. Mid-to Late Holocene climate change: an overview // Quaternary Science Reviews, 2008. Vol. 27. – № 19-20. P. 1791–1828.