

Отражение климатических колебаний позднего неоплейстоцена и голоцена в почвах Верхнего Приангарья

Голубцов В. А., Черкашина А. А., Тухта С. А., Кузьмин М. И., Сизов А. В.

Аннотация

Представлены результаты исследования карбонатных кутан, сформированных на нижних поверхностях галечниковых включений в отложениях голоцен-верхнеплейстоценового возраста на территории Иркутско-Черемховской равнины. Новообразования сформированы в процессе выщелачивания карбонатов из вышележащих отложений в ходе педогенеза. Кутаны сложены чистым и магнезиальным кальцитом с незначительными включениями кварца и полевых шпатов. Для них характерна дифференциация на разнородные морфологически и по характеристикам вещественного состава микрослои, которые отражают последовательную смену условий педогенеза в ходе формирования кутан. Состав стабильных изотопов углерода характеризуется диапазоном значений $\delta^{13}\text{C}$ от -6,8 до -2,05 ‰, величины $\delta^{18}\text{O}$ составляют от -16,33 до -10,15 ‰, отражая осаждение карбонатов при дегазации почвенных растворов в ходе процессов периодического промерзания-протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего промерзания, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. Сопреженный анализ изотопного состава углерода органического вещества почв и карбонатных натеков свидетельствует о формировании кутан в условиях фитоценозов с доминированием СЗ-растительности.

Различия в морфологии и условиях залегания исследуемых кутан позволяет разделить их на три группы. Кутаны первой группы формировались в среднем голоцене (3,6-3,3 тыс. кал. л.н.). Формирование новообразований второй и третьей групп проходило во второй половине MIS-3 (24,1-23,3 и ~ 34-35 тыс. кал. л.н., соответственно). Палеоэкологические условия, реконструируемые для выявленных стадий формирования карбонатных кутан, удовлетворительно коррелируют с общим ходом климатических изменений в регионе и Северном полушарии в целом, отражая влияние колебаний тепло- и влагообеспеченности на динамику процессов почвообразования. Сравнение возраста новообразований с возрастом современных и погребенных почв показывает, что педогенные карбонатные кутаны в почвах Верхнего Приангарья являются реликтовым признаком предшествующих эпох педогенеза (MIS-3) и первых этапов современного почвообразования, начавшегося, по-видимому, в среднем голоцене.

На основании анализа скоростей формирования кутан и сравнения изотопного состава разновозрастных групп новообразований предполагаются более влажные климатические условия каргинского (MIS-3) мегаинтерстадиала по сравнению со средним голоценом при сходных температурных условиях педогенеза. Как для среднего голоцена, так и для каргинского времени отмечается невысокая теплообеспеченность и длительность нахождения почв в сезонно-мерзлом состоянии.

Ключевые слова:

Педогенные карбонатные новообразования, палеопочвы, стабильные изотопы углерода и кислорода, радиоуглеродный возраст, поздний неоплейстоцен, голоцен.

ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В ПОЧВАХ ВЕРХНЕГО ПРИАНГАРЬЯ

В.А. Голубцов¹, А.А. Черкашина¹, С.А. Тухта¹, М.И. Кузьмин², А.В. Сизов³

¹Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1

²Институт геохимии СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А

³Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

Представлены результаты исследования карбонатных кутан, сформированных на нижних поверхностях галечниковых включений в отложениях голоцен-верхнеплейстоценового возраста на территории Иркутско-Черемховской равнины. Новообразования сформированы в процессе выщелачивания карбонатов из вышележащих отложений в ходе педогенеза. Кутаны сложены чистым и магнезиальным кальцитом с незначительными включениями кварца и полевых шпатов. Для них характерна дифференциация на разнородные морфологически и по характеристикам вещественного состава микрослои, которые отражают последовательную смену условий педогенеза в ходе формирования кутан. Состав стабильных изотопов углерода характеризуется диапазоном значений $\delta^{13}\text{C}$ от -6,8 до -2,05 ‰, величины $\delta^{18}\text{O}$ составляют от -16,33 до -10,15 ‰, отражая осаждение карбонатов при дегазации почвенных растворов в ходе процессов периодического промерзания-протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы тальми и дождевыми водами и ее последующего промерзания, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. Сопряженный анализ изотопного состава углерода органического вещества почв и карбонатных натеков свидетельствует о формировании кутан в условиях фитоценозов с доминированием СЗ-растительности.

Различия в морфологии и условиях залегания исследуемых кутан позволяют разделить их на три группы. Кутаны первой группы формировались в среднем голоцене (3,6-3,3 тыс. кал. л.н.). Формирование новообразований второй и третьей групп проходило во второй половине MIS-3 (24,1-23,3 и ~ 34-35 тыс. кал. л.н., соответственно). Палеоэкологические условия, реконструируемые для выявленных стадий формирования карбонатных кутан, удовлетворительно коррелируют с общим ходом климатических изменений в регионе и Северном полушарии в целом, отражая влияние колебаний тепло- и влагообеспеченности на динамику процессов почвообразования. Сравнение возраста новообразований с возрастом современных и погребенных почв показывает, что педогенные карбонатные кутаны в почвах Верхнего Приангарья являются реликтовым признаком предшествующих эпох педогенеза (MIS-3) и первых этапов современного почвообразования, начавшегося, по-видимому, в среднем голоцене.

На основании анализа скоростей формирования кутан и сравнения изотопного состава разновозрастных групп новообразований предполагаются более влажные климатические условия каргинского (MIS-3) мегаинтерстадиала по сравнению со средним голоценом при сходных температурных условиях педогенеза. Как для среднего голоцена,

так и для каргинского времени отмечается невысокая теплообеспеченность и длительность нахождения почв в сезонно-мерзлом состоянии.

Педогенные карбонатные новообразования, палеопочвы, стабильные изотопы углерода и кислорода, радиоуглеродный возраст, поздний неоплейстоцен, голоцен.

ВВЕДЕНИЕ

Почвы, как экспонированные, так и погребенные образуют важный блок геологической летописи разрезов четвертичных отложений [Kraus, 1999; Retallack, 2001; Sheldon and Tabor, 2009; Зыкина, Зыкин, 2012; Tabor, Myers, 2015]. Они дополняют информацию о процессах и условиях осадконакопления, вносят вклад в общую картину развития природной среды, являются важным хроностратиграфическим репером, позволяющим проводить стратиграфическое расчленение отложений, устанавливать хронологию формирования почвенно-седиментационной последовательности и выполнять корреляцию пространственно удаленных толщ [Birkeland, 1999; Feng et al., 2011; Зыкина, Зыкин, 2012; Murphy et al., 2014; Sauer et al., 2016; Alekseeva et al., 2016].

В то время как почвы голоцена наиболее полно представлены в геологической летописи, сохранность почв, формировавшихся в теплые эпохи плейстоцена, значительно ниже. Их облик часто существенно изменен криогенными процессами, активизировавшимися в условиях наступления холодных эпох. В значительной степени это способствовало нарушению генетического профиля почв и свойственного ему комплекса морфотипических признаков [Глушанкова, 2010; Зыкина, Зыкин, 2012], что снижает потенциал ископаемых почв плейстоцена как палеогеографического индикатора. Подобным образом на современные и голоценовые почвы влияет антропогенное воздействие, которое зачастую не позволяет реконструировать условия их формирования в прошлом.

Это обстоятельство диктует необходимость выделения устойчивых признаков, изменения которых маркируют отдельные этапы развития почв, а эволюционно-генетические признаки, которые можно датировать методами абсолютной геохронологии имеют особую ценность как внутрипочвенные «архивы» природных изменений. Одним из таких признаков являются карбонаты – уникальная группа минералов, активно участвующих в биологических и физико-химических процессах на протяжении всех геологических эпох [Reeder, 1983]. В субэральных отложениях они, как правило, содержатся в рассеянной форме. Однако в ходе почвообразования могут формироваться скопления карбонатных минералов – новообразования (аккумуляции вторичных карбонатов). Они являются одним из важнейших генетических, вещественных и классификационных компонентов почв, формирующихся в широком спектре природно-климатических условий [Eswaran et al., 2000]. Процессы их формирования тесно связаны с генезисом почв и их эволюцией [Zamanian et al., 2016]. Особенности распределения и морфологии педогенных карбонатов в профиле почв отражают направленность и интенсивность процессов почвообразования [Kovda et al., 2003; Хохлова, 2008]. Их изотопный состав несет информацию о палеоклиматических условиях, составе древней растительности [Cerling, 1984; Dworkin et al., 2005; Pustovoytov et al., 2007; Monger et al., 2009; Quade et al., 2013; Oerter, Amundson, 2016] и динамике процессов рельефообразования [Kovda et al., 2006; Quade et al., 2007; Barta et al., 2018]. Применение

различных методов датирования педогенных карбонатов позволяет решать вопросы геохронологии [Singhvi et al., 1996; Sharp et al., 2003; Pustovoytov et al., 2007; Хохлова и др., 2013; Oerter et al., 2016].

Особенно перспективны стратифицированные кутаны (натёки), формирование которых в общих чертах напоминает формирование спелеотем [Brock, Buck, 2005], рассматривающихся в последние годы, как один из наиболее перспективных источников палеоклиматической информации на континентах [Fairchild, Baker, 2012]. Согласно определению Р. Брюэра [1964], к кутанам (от лат. "cutis" — покров, корка, поверхность) относятся новообразования, представляющие собой любые модификации текстуры, структуры, состава и строения почвенного материала у поверхностей раздела в результате концентрации или трансформаций наиболее тонких и активных веществ почвы (плазмы) *in situ*. Таким образом, термин «кутана», прежде всего, характеризует приуроченность данного класса почвенных новообразований к поверхности раздела (поверхности минеральных зерен, пор, агрегатов). Эта группа педогенных (шире - экзогенных) новообразований обязана своим происхождением вертикальному (радиальному) потоку гравитационной влаги, переносящему внутри почвы (коры выветривания, элювия) растворенное и суспензионное вещество разного состава. Последовательное выпадение осадка из иллювиированных растворов и суспензий формирует кутаны, являющиеся, таким образом, наиболее ярким проявлением иллювиирования [Бронникова, 2008]. Большую, генетически важную группу представляют кутаны иллювиирования, основным компонентом которых является карбонатный материал.

Слоистые карбонатные кутаны по сути являются микроседиментационными системами внутри почвенного профиля, формирующимися процессами внутрипрофильной миграции веществ в истинных, коллоидных растворах, во взвешях, и их осаждения на внутрпочвенных геохимических и механических барьерах [Бронникова и др., 2017]. Различия в составе растворов и суспензий, в условиях миграции и осаждения приводят к формированию различающихся по составу и строению кутан. Таким образом, сложные кутаны являются специфическим носителем информации, содержащим послонную запись о направленности, интенсивности и последовательности процессов внутрипрофильной миграции и аккумуляции вещества, а также об определяющих эти процессы условиях среды [Courty et al., 1994; Pustovoytov, 2002; Oerter et al., 2016; Zamanian et al., 2016; Бронникова и др., 2017; Голубцов, 2017].

Проводимые нами в последние годы исследования показали широкое распространение этих новообразований в почвах Верхнего Приангарья [Голубцов и др., 2014; Голубцов, 2017]. Однако их потенциал для палеопедологических и палеогеографических реконструкций до настоящего времени не был использован. Целью данной работы стала реконструкция динамики условий почвообразования и ее связи с климатическими флуктуациями позднего неоплейстоцена и голоцена, основанная на исследовании условий залегания, морфологии, вещественного и изотопного состава, а также ^{14}C -возраста педогенных карбонатных кутан в почвах Верхнего Приангарья.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились на юге Иркутской области, в пределах Иркутско-Черемховской равнины, преимущественно в нижнем течении реки Белой (притоке р. Ангара) (рис. 1). Климат территории – резко континентальный. Среднегодовая температура

воздуха 1°C. Температура июля +18,3 °С. Средняя температура января -17,8 °С. Годовая сумма осадков 480 мм, из которых около 80 % выпадает в конце июля и в августе. С конца мая до середины июля на территории преобладают сухие и теплые условия [Климат Иркутска].

Большая часть земель района исследования распахивается, ненарушенные территории заняты лугово-степной разнотравно-злаковой растительностью и смешано-лесными редкостойными массивами. Преобладающие почвы – черноземы выщелоченные (Luvic Chernozems), сформированные на лессовидных суглинках [Иркутско-Черемховский..., 1969].

В геологическом строении территории нижнего течения р. Белой принимают участие породы кембрия, юры, мел-палеогена, олигоцен-миоцена, плиоцена, плейстоцена, голоцена [Геология СССР, 1962]. Нижнекембрийские толщи представлены серыми плитчатыми, кремнистыми доломитами и известняками. Юрские отложения сложены конгломератами, песчаниками и алевролитами нижней юры и угленосными алевролитами, аргиллитами и песчаниками средней юры [Геология СССР, 1962]. Оligоцен-миоценовые отложения представлены слабосцементированными песчаниками, галечниками с каолиновым заполнителем и фрагментами кор выветривания. Плиоцен-миоценовые отложения выполняют фрагменты эрозионно-ложбинной сети, врезанной в юрское основание на разновысотных участках (445–420 м) [Плоскогорья..., 1971]. Рыхлые отложения плейстоцена перекрывают относительно маломощным чехлом описанные дочетвертичные образования на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах долины, где выделяются разновозрастные террасы [Логачев и др., 1964].

В нижнем течении р. Белой выделены участки: 1) слабых неотектонических поднятий с переменным режимом аккумуляции-денудации; 2) слабых неотектонических опусканий и стабильности с преобладанием аккумулятивных процессов до конца верхнего плейстоцена; 3) максимальных неотектонических опусканий с преобладанием аккумулятивных процессов в плейстоцене и голоцене. Участки максимальных опусканий образуют локальные депрессии, разделенные зонами относительных поднятий или слабых опусканий. Самая крупная депрессия, Бельская, примыкает к исследуемой территории на западе и отделена поднятием, совпадающим с осью одновременной кембрийской антиклинальной складки. С запада на восток выделяются соответственно Хайта-Булайская, Холмушино-Тайтурская, Мальтинская и Усть-Бельская депрессии [Воробьева, Медведев, 1985].

Комплекс низких террас и пойма р. Белой формировались только в пределах депрессий. На остальных участках русло р. Белой имеет эрозионно-тектонический характер с крутыми обрывами цоколя доломитов. В плане русло совпадает с региональными направлениями трещиноватости – северо-западными длинными участками и северо-восточными короткими. Меандрирование также выражено только на участках депрессий [Воробьева, Медведев, 1985].

В основу предлагаемого исследования легли данные изучения шести разрезов рыхлых отложений. Разрез Тайтурка-I (52°52' с. ш., 103°28' в. д., абс. выс. 434 м) вскрывает строение делювиального шлейфа, перекрывающего аллювиальные образования III надпойменной террасы Белой. Разрез Тайтурка-II (52°52' с.ш., 103°25' в.д., абс. высота 436 м) вскрывает строение старичного понижения на месте бывшего тылового шва II террасы, ныне погребенного под маломощным делювиальным шлейфом. В разрезе

Березовый (52°51' с.ш., 103°21' в.д. абс. высота 417 м) изучено строение покровных карбонатных лессовидных суглинков, перекрывающих аллювиальные интенсивно окarbonаченные гравийно-галечниковые отложения II террасы Белой. В разрезе Осиновый (52°53' с.ш., 103°19' в.д., абс. высота 460 м) представлено строение III террасы р. Белой. В современном рельефе участок заложения разреза выражен как балочная терраса. Маломощный (около 2 м) чехол покровных лессовидных отложений здесь подстилается аллювиальными пестроцветными образованиями, залегающими на цоколе доломитов. В разрезе Нижний Булай-II (52°51' с.ш., 103°06' в.д., абс. высота 496 м) вскрывается строение покровных лессовидных суглинков, перекрывающих профиль ископаемой почвы, формировавшейся на ожелезненных и окarbonаченных галечниках с песчаным и суглинистым заполнителем. Разрез Буреть (52°58' с.ш., 103°28' в.д., абс. высота 403 м) заложен на левом берегу р. Ангары и вскрывает строение ее I террасы, сложенной маломощной толщей супесей, залегающих на галечниках с песчаным заполнителем, подстилающихся цоколем доломитов.

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфическому и морфогенетическому анализу отложений и погребенных почв, анализу распределения карбонатных кутан в разрезах. В лабораторных условиях образцы вмещающих почв и отложений высушивали до воздушно-сухого состояния, измельчали и просеивали через сито, диаметром 1 мм. Содержание CO₂ карбонатов определяли ацидиметрически. Содержание общего органического углерода – сухим сжиганием на анализаторе Vario Isotope (Elementar, Германия). Определение гранулометрического состава выполнено по средней пробе в стоячей воде методом пипетки в варианте Н.А. Качинского. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности ¹⁴C в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот.

Карбонатные натеки отбирали вместе с галечниковыми включениями, на которых они сформированы. В лабораторных условиях каждую отдельность галечника распиливали с помощью петрографической пилы в направлении, перпендикулярном преимущественному простиранию кутаны на пластины толщиной 5–7 мм. Полученные поперечные срезы карбонатных новообразований подвергали дальнейшим исследованиям.

Материал кутан для измерения соотношений стабильных изотопов углерода и кислорода высверливали из внешних и внутренних слоев, выделенных на срезах под микроскопом. Измерения проводили на масс-спектрометре Thermo Finnigan MAT 253 с системой пробоподготовки GasBench II в Центре коллективного пользования Многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, а также на масс-спектрометре Thermo Finnigan MAT 252 в Университете Тюбингена (University of Tübingen, Germany).

Состав стабильных изотопов углерода органического вещества почв и палеопочв определен после удаления корней, детритовых включений и карбонатов в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН с использованием масс-спектрометра Isoprime precisION IRMS (Elementar, UK) (Elementar, Великобритания). Результаты всех изотопных измерений представлены в промилле (‰) по отношению к стандарту VPDB. Точность изотопных измерений составила 0,1 ‰.

Внутренние и внешние слои натеков отделяли друг от друга под микроскопом, измельчали в агатовой ступке до состояния пудры. Минеральный состав

неориентированных образцов полученного материала определяли на дифрактометре D8 Advance (Bruker AXS, Германия). Элементный состав слоев кутан определялся с использованием рентгеновского флуоресцентного спектрометра S4 Pioneer (Bruker, AXS).

Мезоморфологические исследования выполнены с использованием микроскопа Микромед MC-2-ZOOM. Микроморфологический анализ шлифов проведен на микроскопе AxioScope A1 Carl Zeiss. Субмикроскопические исследования и точечное послойное зондирование новообразований с помощью энергодисперсионного спектрометра (EDX) проведены в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» ИГ РАН с использованием растрового электронного микроскопа JEOL JSM-6610LV (Япония), с анализаторами элементного состава Oxford INCA Energy, Oxford INCA Wave. Изучали поверхности свежих сколов после напыления на них Au.

¹⁴C AMS-датирование слоев кутан, маркирующих смены этапов педогенеза, выполнено с использованием системы MICADAS в лаборатории Klaus Tschira Archäometrie Zentrum (Манхайм, Германия). Ниже в тексте приводятся и используются калиброванные ¹⁴C-даты. Калибровка выполнена с использованием шкалы INTCAL13.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Строение, физико-химические свойства и возраст исследуемых почв и отложений. Исследуемыми разрезами вскрываются относительно маломощные (от 0,7 до 5 м) толщи покровных лессовидных суглинков и супесей, подстилающихся разновозрастными аллювиальными образованиями (рис. 2). В разрезах Березовый, Нижний Булай-II и Буреть они представлены галечниками с песчаным заполнителем, залегающими с резким контактом на отложениях палеозоя. В разрезах Тайтурка-I и Осинный лессовидные покровные отложения подстилаются белыми рыхлыми косослоистыми песчаниками с прослоями глин и обугленного мелкого растительного детрита, по всей видимости, юрского возраста, залегающих на отложениях нижнего кембрия. В нижней части разреза Тайтурка-II вскрываются средне-тяжелосуглинистые отложения, переслаивающиеся с гравийно-галечниковыми с песчаным заполнителем и глинистыми прослоями.

Лессовидные покровные отложения практически всех исследуемых разрезов содержат следы протекавшего в прошлом почвообразования в виде гумусированных педоседиментов, залегающих на уровне 1,5-2 м и датированных каргинским (MIS-3) временем. Так, в разрезе Березовый возраст описываемых педоседиментов определен в 27 990±330 кал. л.н. (ЛУ-8687), в разрезе Тайтурка-I он составил 31 570±1 840 кал. л.н. (ЛУ-8691) (рис. 2). Возраст педоседиментов разреза Тайтурка-II определяется на основании ископаемых остатков позднеплейстоценовой фауны, залегающих ниже по разрезу. Найденные кости по большей части фрагментированы, без видимых следов обработки человеком. Определимые, наиболее хорошо сохранившиеся остатки принадлежат ископаемой лошади *Equus ferus*. (резец и проксимальная фаланга), бизону *Bison priscus* (астргал, проксимальная фаланга и большая берцовая кость молодой особи с неприросшим проксимальным эпифизом), северному оленю *Rangifer tarandus* (фрагмент черепа), мамонту *Mammuthus primigenius* (зуб, фрагменты зубов и фрагмент трубчатой кости) (рис. 3). Вся фауна является типичной для позднего плейстоцена Прибайкалья [Ермолова, 1978; Клементьев, 2013]. Судя по сохранности остатков, а также фаунистической ассоциации можно сделать предположение об их позднекаргинском-

раннесартанском возрасте (граница MIS2-MIS3). Схожесть морфологии и условий залегания описываемых педоседиментов с таковыми из исследуемых в непосредственной близости разрезов, позволяют предполагать именно позднекаргинский возраст ископаемых почв разреза Тайтурка-II.

Определение таксономической принадлежности исследуемых каргинских (MIS-3) почв затруднительно в силу уничтожения системы горизонтов, составлявших почвенный профиль, активно протекавшими в прошлом криогенными процессами. Современные почвы, формирующиеся в верхних частях разрезов, представлены черноземами глинисто-иллювиальными (разрезы Тайтурка-I, Тайтурка-II, Березовый) и серыми (разрезы Нижний Булай-II, Осиновый, Буреть). Из подошвы гумусового горизонта чернозема в разрезе Тайтурка-I получена ^{14}C -дата 2620 ± 190 кал. л.н. (ЛУ-7304).

Распределение общего органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) в исследуемых разрезах сходно. Отмечается резкое падение его содержания с глубиной, с дальнейшими относительно небольшими пиками, соответствующими гумусовым горизонтам ископаемых почв (рис. 4). В распределении карбонатов отмечаются следующие характерные особенности. Аккумулятивно-карбонатные горизонты современных почв выражены четко, имеют резкую верхнюю границу, совпадающую с уровнем вскипания от HCl и залегающую на глубине 70-100 см от дневной поверхности (рис. 4). В среднем мощность горизонта аккумуляции карбонатов составляет 50 см. Первичный иллювиальный пик содержания карбонатов, связанный с их выщелачиванием в ходе современного педогенеза, обычно максимален. Вниз по профилю содержание карбонатов неоднократно возрастает. Как правило, это происходит в срединных горизонтах разновозрастных погребенных почв. Это явление послужило основанием для выделения вторичных иллювиальных пиков содержания карбонатов, связанных с их перераспределением в ходе позднеплейстоценовых этапов почвообразования (рис. 4). Наиболее высокие содержания углекислых солей кальция отмечаются в верхних частях почв, формирующихся в условиях близкого к поверхности залегания карбонатных почвообразующих пород (доломиты, известняки). Это наблюдается в разрезе Буреть.

В целом карбонатный профиль исследуемых почв производит впечатление давно сложившегося и довольно консервативного, на что указывает неразвитая миграционная зона, преобладание устойчивых форм карбонатных новообразований и отсутствие форм миграционных, а также довольно высокая (для данного содержания карбонатов) стадия развития карбонатного профиля. В большинстве исследованных почв развитие карбонатного профиля оценивается [по Chadwick, Graham, 2000] как стадия II-II+ (сплошные карбонатные кутаны на гальках, вмещающий мелкозем осветлен из-за карбонатов и содержит от 10 до 25 % CaCO_3). Датирование карбонатных аккумуляций подтверждает относительную древность карбонатного профиля почв (см. раздел «Обсуждение результатов»).

Распределение, морфология, минеральный и элементный состав карбонатных кутан. Натёки обнаружены как в пределах аккумулятивно-карбонатных горизонтов современных почв, так и на более древних уровнях педогенеза. Во всех случаях они локализируются на нижних поверхностях галечниковых включений, что в сочетании с характером распределения карбонатов в профиле, свидетельствует о формировании кутан в процессе выщелачивания карбонатов из вышележащих отложений в ходе педогенеза.

Различия в морфологии и условиях залегания исследуемых новообразований позволяет условно разделить их на три группы. В центральных и нижних частях разрезов Березовый и Тайтурка-I, отвечающей MIS-3, сформированы кутаны третьей группы. Выше залегают новообразования второй группы, обнаруженные в разрезах Тайтурка-I, Тайтурка-II и Нижний Булай-II. Карбонатные кутаны первой группы, сформированы в пределах аккумулятивно-карбонатного горизонта современных почв. Они обнаружены в разрезах Осинный, Тайтурка-I, Тайтурка-II и Буреть (рис. 2).

Для новообразований первой группы характерна дифференциация на несколько разнородных по морфологии и характеристикам вещественного состава слоев, которые отражают последовательную смену условий педогенеза в ходе формирования кутан. В фазовом составе кутан первой группы преобладает магнезиальный кальцит с межплоскостным расстоянием 3,01 Å, присутствуют в заметных количествах кварц и полевые шпаты. В вещественном составе велика доля SiO₂ (42 %), CaO (17 %) и полумольных окислов железа и алюминия (15 %). В наиболее развитых натеках этой группы на контакте с отдельностями галечника развит внутренний охристый плотный слой, мощностью до 0,5 мм. По резкой границе он переходит в средний темно-коричневый (5 YR 5/4) нестратифицированный плотный слой, мощностью до 3 мм. Он, в свою очередь, по резкой карманистой границе сменяется внешним пористым нестратифицированным коричневато-серым (2,5 Y 6/2) слоем (рис. 5 а). Внутренние и средние слои обогащены органическим веществом и в незначительной степени железом, что свидетельствует об активном иллювиировании этих компонентов в аккумулятивно-карбонатный горизонт во время формирования описываемых слоев. В карбонатном материале внешних слоев кутан этих примесей не отмечается. На субмикроруровне строение слоев сходно. Внутренние коричневые слои кутан сложены плотно упакованными радиально-лучистыми кристаллами кальцита, микрит-микроспаритовой размерности, организованными в сферолиты. Диаметр таких сферолитов достигает 100 мкм. Их ядрами служат зерна кварца и полевых шпатов (рис. 6 а). Встречаются локальные зоны растворения и перекристаллизации с ячеистой текстурой и многочисленными деградированными на нитевидные отдельности до 1 мкм ромбовидными пластинчатыми кристаллами кальцита. Сферолиты во внешних слоях кутан характеризуются значительно меньшими размерами (до 10-15 мкм) (рис. 6 б), признаков травления и растворения кристаллов здесь значительно меньше. В ходе формирования кутан зачастую происходит аккреция частиц вмещающих отложений, о чем свидетельствуют включения силикатных зерен, в разной степени рассредоточенных в новообразованиях.

Мощные многослойные карбонатные кутаны второй группы (рис. 5 б, в) имеют тонкие (до 3 мм) рыхлые белые (10 YR 9,5/2 pale orange yellow) внешние слои. Основная масса кутан представлена микростратифицированными пигментированными средними слоями, толщина которых достигает 1 см. Пигментация слагающих их микрослоев неоднородна – их цвет колеблется от 7,5 YR 4/4 brown и 7,5 YR 4/6 strong brown до 7,5 YR 6/4 light brown. Во многих кутанах среди стратифицированных микрослоев выделяются текстуры травления, имеющие вид резких карманистых границ между прослоями. На контакте с отдельностями галечника выделяется серовато-коричневый внутренний слой (7,5 YR 4/3 brown), иногда формирующийся на месте полости, что может указывать на частичное растворение новообразования (рис. 5 б, верхняя часть). Кутаны сложены чистым кальцитом с межплоскостным расстоянием 3,02 Å, без примесей и включений

других минералов. В вещественном составе преобладает CaO (49,41 %), с незначительными количествами SiO₂ (1,58 %), Al₂O₃ (0,5 %) и MgO (1,65 %).

Во внутренних слоях отмечаются зоны травления в результате чего ромбовидные кальцитовые кристаллы перекристаллизуются здесь в нитевидные отдельности, а ориентация кристаллов в целом становится беспорядочной (рис. 6 в). Описываемые слои сложены плотно упакованными сферолитами, однако радиально-лучистые агрегаты сглажены с поверхности криптокристаллическим колломорфным кальцитом (рис. 6 г). Упаковка кристаллов во внешних слоях кутан рыхлая. Они сложены беспорядочно ориентированными пластинчатыми или таблитчатыми кристаллами микритовой размерности.

Строение кутан второй и третьей групп сходно на мезоуровне (рис. 5 б, д). Для новообразований характерна большая мощность в основном за счет внутреннего пигментированного слоя, разделенного на многочисленные микрослои. Отмечается малая мощность внешнего белого слоя. Однако при субмикроморфологических исследованиях отмечаются некоторые различия. Беспорядочная ориентация кальцитовых кристаллов микритовой размерности и их рыхлая упаковка отмечается и во внешних слоях кутан III группы (рис. 6 в). В то же время внутренние микростратифицированные слои кутан третьей группы сложены крупными (до 100 мкм и более) карбонатными сложными сферолитами с очень плотной упаковкой (рис. 6 д). Каждый из таких сферолитов состоит из многочисленных тонких (до 10 мкм) слоев радиально-ориентированных кристаллов кальцита микроспаритовой размерности (рис. 6 е). Кутаны сложены чистым кальцитом с межплоскостным расстоянием 3,02 Å с примесями кварца.

Абсолютный возраст карбонатных кутан. На радиоуглеродный возраст педогенных карбонатов влияют колебания уровня ¹⁴C в атмосфере. Содержание ¹⁴C в момент кристаллизации карбонатов в почве, может быть ниже, чем в атмосфере, что приводит к удревнению радиоуглеродного возраста. До конца 1980-х годов это объяснялось «эффектом разбавления известняка» (limestone dilution effect) [Williams and Polach, 1971; Chen and Polach, 1986]. Позже было обнаружено, что для педогенных карбонатов этот механизм играет ограниченную роль, потому что вторичные карбонаты в почвах образуются в изотопном равновесии с почвенным CO₂ [Cerling, 1984]. Отсюда, соотношение ¹⁴C/¹²C в педогенных карбонатах в момент их кристаллизации соответствует атмосферному [Wang et al., 1996; Amundson et al., 1994]. Тем не менее, для того чтобы исключить возможные искажения в возрасте карбонатов, предпочтительнее работать с калиброванными датами.

Переоценка абсолютного возраста педогенных карбонатов может быть вызвана привнесом более древнего углерода путем включения в новообразования частиц литогенных карбонатов [Deutz et al., 2002]. Однако, по результатам морфологических исследований и изучения минерального состава карбонатных аккумуляций нами таких включений выявлено не было.

Влияние на педогенные карбонаты грунтовых вод, обедненных ¹⁴C в результате их взаимодействия с более древними карбонатными породами, также может привести к удревнению возраста аккумуляций вторичных карбонатов [Deutz et al., 2002]. В нашем случае, по-видимому, этот фактор стоит исключить, что объясняется отсутствием признаков гидроморфизма в исследуемых разрезах.

Наконец, формирование карбонатов в почвах является кумулятивным процессом, который может прерываться интервалами частичного растворения. Растворение и последующая повторная кристаллизация карбонатов на небольших глубинах (<40 см) в почвах может влиять на содержание ^{14}C педогенных карбонатов [Pendall et al., 1994] из-за включения свежего атмосферного CO_2 во вновь образовавшиеся кристаллы. Таким образом, возраст углерода карбонатных новообразований сложного строения, куда можно отнести и кутаны, может принимать среднее значение для всех присутствующих кристаллов в отобранной для анализа фракции. Исходя из этого, нами были проведены геохронологические измерения в мельчайших доступных образцах, чтобы минимизировать искусственную гомогенизацию кристаллов разного возраста. Кроме этого последовательная аккумуляция материала кутан, вызывающая перекрытие новым карбонатным материалом более старых слоев, в какой-то мере уменьшает контакт последних с внешней средой. Это, в свою очередь, снижает вероятность растворения и переосаждения материала натеков, что может снизить возможные флуктуации в их ^{14}C -возрасте.

Основным фактором, обуславливающим омоложение возраста педогенных карбонатов, пожалуй, стоит считать воздействие просачивающихся через почвенный профиль атмосферных осадков, несущих «молодой» растворенный CO_2 и слабые органические кислоты, способствующие инситу растворению и перекристаллизации карбонатного материала новообразований [Хохлова и др., 2013]. Однако, анализ строения карбонатного профиля рассматриваемых почв, характеризующегося многочисленными внутривертикальными максимумами CaCO_3 , связанными с неоднократным перераспределением карбонатов в ходе разновременных этапов педогенеза говорит не в пользу активного влияния таких процессов на рассматриваемые новообразования. Каждый вышележащий и нижележащий пик CaCO_3 разделен интервалом резкого снижения содержания CaCO_3 . Учитывая тот факт, что карбонатный профиль почв – это видимое отражение гидротермического режима, можно сделать вывод, что инфильтрация влаги и растворенного CO_2 на каждом последующем этапе почвообразования ограничивалась аккумулятивно-карбонатным горизонтом и молодой углерод в составе CO_2 не проникал в более глубокие слои.

В пользу валидности полученных дат говорит и то, что для всех групп новообразований наблюдается омоложение возраста от внутренних к внешним слоям, что закономерно, учитывая последовательный характер аккумуляции карбонатного материала натеков. Однако, как упоминалось выше, в наиболее древних новообразованиях второй и третьей групп на контакте с галечником иногда отмечались полости, частично заполненные карбонатным материалом. Его датирование показало инверсию радиоуглеродного возраста (рис. 5 б), что ранее уже описывалось [Brock, Buck, 2005]. Отмеченное явление указывает на открытость карбонатных кутан внешним процессам и необходимость тщательного морфологического анализа датируемого карбонатного материала.

^{14}C -AMS даты, полученные для слоев кутан (табл. 1, рис. 5), позволяют заключить, что возраст новообразований соответствует возрасту вмещающих их отложений. Сравнение возраста карбонатных кутан первой группы (3,6-3,3 тыс. кал. л.н.) с возрастом гуминовых кислот из подошвы гумусового горизонта почв (2,6 тыс. кал. л.н.) указывает на формирование натеков на начальных стадиях современного педогенеза. Данный вывод

основан на допущении о том, что зрелый профиль чернозема формируется в течение 3 тыс. лет [Александровский, 2008] и возможности омоложения возраста органического вещества в ходе углеродного обмена в биологическом круговороте. Омоложение возраста гумуса может достигать 20 % в лесостепных условиях [Aleksandrovkiy, Chichagova, 1998], однако учитывая относительно сухие условия исследуемой территории и отрицательные среднегодовые температуры, эта величина может быть несколько ниже. Продолжительность формирования кутан первой группы оценивается в 300 лет. Скорость их формирования (учитывая среднюю мощность кутан этой группы – 6 мм) составляет 2 мм/100 лет. Они представляют собой реликтовые признаки, записавшие условия начальных стадий формирования современных черноземов исследуемой территории. Подобные признаки критически важны при изучении эволюции полноразвитых полигенетических почв в силу стирания со временем информации о начальных фазах педогенеза [Таргульян, 2008]. Важны они и с точки зрения антропогенной нарушенности современных почв, которая зачастую не позволяет реконструировать условия их формирования в прошлом.

Кутаны второй группы, залегающие в аккумулятивно-карбонатном горизонте позднекаргинских почв, имеют возраст 24,1 – 23,3 тыс. кал. л.н. Продолжительность их формирования оценивается в 800 лет при скорости аккумуляции карбонатного материала 0,6 мм/100 лет. Натёки третьей группы более древние. Возраст внутренних слоев этих новообразований оценивается в $34\ 860 \pm 790$ кал. лет.

Состав стабильных изотопов углерода почвенного органического вещества. Изотопный состав углерода органического вещества почв напрямую зависит от типа произрастающей растительности, а именно от особенностей ее фотосинтеза [Farquhar et al., 1989; Cerling, Quade, 1993]. Преобладающая часть наземной растительности, включающая большинство деревьев, трав и кустарников умеренной зоны при фиксации углерода используют цикл Кальвина (C3-растения). Значения $\delta^{13}\text{C}$ для их биомассы колеблются от -22 до -32‰ [Bowsher et al., 2008]. В жарких и аридных условиях (пустыни, полупустыни, сухие степи) более конкурентоспособными становятся растения, использующие цикл Хетч–Слека (C4-растения) и обладающие диапазоном $\delta^{13}\text{C}$ от -10 до -18‰ [Bowsher et al., 2008].

В исследуемых почвах значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от $-25,85$ до $-22,13\text{‰}$ (рис. 4). Это позволяет утверждать, что органическое вещество почв на протяжении последних 30-35 тыс. лет формировалось при поступлении биомассы C3-растений, что вполне характерно для умеренного, резко континентального климата, с отрицательными среднегодовыми температурами. С глубиной наблюдается утяжеление изотопного состава углерода органического вещества почв, достигая максимума в каргинских педоседиментах. Наблюдаемое увеличение значений $\delta^{13}\text{C}$ почв могло бы означать рост доли C4-растений в экосистемах. Однако, учитывая их экологию [Bowsher et al., 2008] и характер природных условий исследуемой территории, можно полагать, что в данных условиях это маловероятно.

$\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ педогенных карбонатных кутан. Педогенные карбонаты формируются в изотопном равновесии с почвенным CO_2 и состав стабильных изотопов углерода в них тесно коррелирует с $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества почв. При этом изотопное фракционирование углерода в почвах приводит к утяжелению изотопного состава карбонатов на 14-16 ‰ по сравнению с изотопным составом углерода органического

вещества почв. Это происходит из-за различий в коэффициентах диффузии между $^{13}\text{CO}_2$ и $^{12}\text{CO}_2$ (около 4 ‰) и фактором фракционирования углерода между CO_2 и CaCO_3 (около 10 ‰) [Cerling, 1984]. Исходя из этой закономерности и учитывая величины $\delta^{13}\text{C}$ органического вещества исследуемых почв на рис. 6 выделена зона изотопного равновесия, которой должны соответствовать значения $\delta^{13}\text{C}$ кутан при их равновесном формировании с почвенным CO_2 . Однако, величины $\delta^{13}\text{C}$ внешних слоев лишь двух кутан первой группы находятся в этой зоне, остальные лежат в области более положительных значений. Это свидетельствует об отсутствии равновесия с почвенным CO_2 . Возможные причины этого явления будут проанализированы ниже.

В целом, значения $\delta^{13}\text{C}$ для натеков первой группы варьируют от -6,8 до -3,25 ‰, уменьшаясь во внешних более молодых слоях новообразований (табл. 2, рис. 7). Величины $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -16,33 до -10,95 ‰, возрастая во внешних слоях новообразований по отношению к внутренним. Состав стабильных изотопов углерода второй и третьей групп близок и несколько утяжелен в сравнении с кутанами первой группы. Для натеков третьей группы характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ от -4,2 до -2,05 ‰, уменьшающиеся во внешних слоях. Новообразования второй группы демонстрируют величины $\delta^{13}\text{C}$ в диапазоне от -4,11 до -2,5 ‰, также снижающиеся во внешних слоях по отношению к внутренним. Существенные различия отмечаются в изотопном составе кислорода новообразований. Если для кутан третьей группы характерны значения $\delta^{18}\text{O}$ – от -12,63 до -11,99 ‰, незначительно (на 0,5-0,6 ‰) уменьшающиеся во внешних слоях, то для натеков второй группы этот диапазон значительно шире (от -14,03 до -10,24 ‰). При этом значения $\delta^{18}\text{O}$ значительно (на 3-3,5 ‰) возрастают во внешних слоях.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Механизмы формирования карбонатных кутан. Понимание генезиса педогенных карбонатов является неотъемлемой составляющей проведения реконструкций условий их формирования. Одним из лучших методов для реализации такой задачи является анализ вариаций отношений стабильных изотопов $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ и $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ в педогенных карбонатах, которые отражают различные механизмы и условия их формирования [Cerling, 1984; Marion et al., 1991; Quade et al., 2007; Pustovoytov et al., 2007; Monger et al., 2009; Barta et al., 2018 и др.]. Источником углерода в карбонатах является CO_2 , источником кислорода – H_2O . Следовательно, процессы, определяющие динамику воды и углекислоты в почве, контролируют и изотопный состав CaCO_3 .

Основные источники углерода в наземных экосистемах – атмосфера, дыхание растений и почвенных микроорганизмов. При этом, изотопный состав С в двуокиси углерода в атмосфере составляет около -7 ‰. Растения сильно фракционируют углерод в ходе фотосинтеза и в зависимости от его типа в почву поступает углерод с $\delta^{13}\text{C}$ -26±4 ‰ для С3-растений, -13±3‰ для С4-растений и от -32‰ до -15‰ для САМ-растений [Bowsher et al., 2008]. Промораживание почвы может влиять на изотопный состав углерода как напрямую путем высвобождения CO_2 из жидкой фазы, так и опосредованно из-за усиления диффузии атмосферного CO_2 в почву в периоды сниженной биологической активности [Quade et al., 1989; Marion et al., 1991].

Суммируя сказанное, можно говорить, что изотопный состав углерода почвенной CO_2 определяется: 1) соотношением в фитомассе растений с разными типами фотосинтеза; 2) скоростью почвенного дыхания, определяющей интенсивность поступления изотопно-

тяжелого атмосферного CO_2 в почву; 3) фракционированием $^{12}\text{CO}_2$ и $^{13}\text{CO}_2$ при миграции в почвенном профиле из-за различных коэффициентов диффузии.

Изотопный состав кислорода почвенной воды определяется атмосферными осадками, $\delta^{18}\text{O}$ которых тесно связан с климатическими условиями местности, в особенности, среднегодовой температурой. В холодных высоких широтах он более изотопно-легкий, чем в теплых [Cerling, Quade, 1993]. Изотопный состав кислорода почвенной воды практически не изменяется при транспирации, однако испарение вызывает значительное обогащение остаточной воды тяжелым ^{18}O , а замерзание – легким ^{16}O . Размеры фракционирования изотопов в ходе указанных процессов зависят от температуры [Marion et al., 1991].

Таким образом, педогенные карбонаты могут быть обогащены тем или иным изотопом по сравнению с исходной CO_2 или H_2O благодаря фракционированию изотопов в зависимости от механизма осаждения и температурных условий.

Предлагается три основных механизма для осаждения карбонатов в почвах [Quade et al., 1989; Marion et al., 1991; Brecker et al., 2009; Peters et al., 2013]:

1. CaCO_3 осаждается в верхних горизонтах почвы при испарении вследствие капиллярного подъема неглубоко залегающих грунтовых вод. Изотопный состав углерода (ИСУ) контролируется при этом, главным образом, атмосферным CO_2 , изотопный состав кислорода (ИСК) – метеорными осадками и фракционированием при испарении. Теоретически в ходе этого процесса произойдет утяжеление ИСУ и ИСК осаждающихся карбонатов по сравнению с органическим веществом почв и атмосферными осадками, соответственно.

2. CaCO_3 осаждается при иссушении почвы путем транспирации. ИСУ карбонатов контролируется почвенным CO_2 , ИСК – атмосферной водой. Это приведет к равновесным значениям $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по отношению к почвенному CO_2 и O метеорных вод.

3. CaCO_3 осаждается при замерзании почвенного раствора. Вследствие низкой биологической активности ИСУ карбонатов контролируется ИСУ атмосферного CO_2 , а ИСК – атмосферными осадками и фракционированием кислорода при замерзании. Это приведет к утяжелению ИСУ карбонатов по отношению к органическому веществу почв и облегчению их ИСК по отношению к атмосферным осадкам.

Для реконструкции механизмов и условий осаждения различных форм карбонатных новообразований мы сравнили экспериментально установленные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ вторичных карбонатных аккумуляций с теоретическими значениями для различных механизмов формирования (рис. 7). Осаждение карбонатов разными механизмами может протекать при разной температуре, которая оказывает сильное влияние на величину фракционирования изотопов в системе $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CaCO}_3$. Нами были оценены факторы изотопного фракционирования при осаждении кальцита при промораживании (0°C), транспирации (7 и 15°C) и испарении (15°C) по уравнениям, приведенным в литературе [Cerling, 1984; Marion et al., 1991].

Верхний предел изотопного фракционирования углерода был принят в -7% (значение $\delta^{13}\text{C}$ атмосферного углерода), измеренные значения $\delta^{13}\text{C}$ растительности для территории исследования в среднем составили -24% . Это значение было принято как нижнее для диапазона. Таким образом, теоретические значения $\delta^{13}\text{C}$ для педогенных карбонатов территории исследования должны попадать в интервал от $-8,8\%$ до $7,4\%$ (рис. 6). Исходя из этих данных, рассчитаны теоретические значения $\delta^{13}\text{C}$ для кальцита,

осаждающегося при разных температурах. Они составили -8,6; -9,8 и -11,2 ‰ для 0, 7 и 15°C, соответственно (рис. 7).

Для расчета изотопного состава кислорода педогенных карбонатов необходимо знать значение $\delta^{18}\text{O}$ метеорных вод. На территории исследования оно составляет -11,13 ‰ (по отношению к SMOW) и -40,73 ‰ (по отношению к PDB) [Statistical treatment..., 1992]. Теоретические значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов, осаждающихся при концентрировании почвенных растворов в ходе транспирации составили -9,33 и -10,13 ‰ при 7 и 15°C, соответственно. Для испарительного концентрирования почвенных растворов $\delta^{18}\text{O}$ должен быть примерно равен -0,73 ‰. При промерзании теоретические значения $\delta^{18}\text{O}$ станут значительно легче и составят около -10,73 ‰ (рис. 7).

ИСУ всех исследуемых новообразований попадает в пределы значений $\delta^{13}\text{C}$, характерных для педогенных карбонатов (рис. 7). Практически во всех случаях наблюдаются более тяжелые значения $\delta^{13}\text{C}$, чем равновесные для приемлемых температур, что может свидетельствовать о значительном участии атмосферного CO_2 в формировании исследуемых новообразований. Эта закономерность отмечалась ранее для карбонатов, формирующихся в холодных перигляциальных условиях [Cerling, 1984; Quade et al., 1989; Marion et al., 1991; Courty et al., 1994; Vogt et al., 2018 и др.], диапазон значений $\delta^{13}\text{C}$ для таких карбонатов еще более положительный. Исходя из полученных данных, мы полагаем, что осаждение карбонатов происходило при дегазации почвенных растворов из-за резкого изменения внешних условий в ходе процессов периодического промерзания-протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего иссушения, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. Однако, динамика всех перечисленных условий в изотопном составе карбонатов перекрылась основным действующим фактором – периодическим промерзанием почвы. Именно поэтому мы наблюдаем значения $\delta^{13}\text{C}$, тяготеющие к механизму промерзания. Кроме этого наблюдается значительное облегчение значений $\delta^{18}\text{O}$, характерное для осаждения кальцита при вымораживании почвенных растворов. Их значения в исследуемых карбонатах сопоставимы с таковыми, формирующимися в холодных перигляциальных условиях (рис. 7).

В пользу осаждения кальцита при промерзании свидетельствует и субмикроморфология натеков. Для формирования кристаллов, слагающих как внешние, так и внутренние слои, предполагается высокая скорость их роста в результате относительно быстрого удаления растворителя, что, в свою очередь, могло быть вызвано промораживанием почвенных растворов. Особенно хорошо это заметно в слоях кутан, где формирование сферолитов может быть объяснено расщеплением кристаллов при кристаллизации из замерзающих растворов, а игольчатая форма субиндивидов может быть связана с псевдоморфозами по кристаллам льда [Vogt, 1991; Vogt, Corte, 1996]. Основная масса карбонатного материала кутан разделена на микрослои, состоящие из радиально-ориентированных шестоватых кристаллов кальцита (рис. 6 e). Возникновение подобной структуры интерпретируется как результат перерыва в их росте, в результате чего на внешней поверхности остается множество мелких зерен кристаллов. Последующее возобновление роста провоцирует конкуренцию между такими произвольно-ориентированными зародышами, что, в конечном итоге, выражается в формировании своеобразной радиально-шестоватой структуры [Broughton, 1983]. В результате частых

перерывов в росте формируются многочисленные микрослои, по резким контактам сменяющие друг друга. Сами по себе такие резкие перерывы в росте кристаллов могли быть вызваны периодическим промерзанием растворов, из которых происходило их выпадение.

Таким образом, осаждение карбонатов происходило при дегазации почвенных растворов в ходе процессов периодического промерзания-протаивания, динамического повышения и снижения биологической активности почв, чередования фаз увлажнения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего промерзания, которые могут наблюдаться в регионе в весеннее и осеннее время. Талые/дождевые воды растворяют первичные карбонаты, содержащиеся в отложениях, которые затем кристаллизуются как кальцит в ходе промерзания почвы. В этих условиях основное влияние на изотопный состав углерода оказывал атмосферный CO_2 , изотопный состав кислорода карбонатов контролировался фракционированием изотопов при промерзании почвенных растворов. Не выявлено величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, характерных для механизма испарения и транспирации.

Динамика условий почвообразования и климатические флуктуации позднего неоплейстоцена и голоцена. Анализ условий залегания, морфологии и прямое ^{14}C -AMS датирование слоев карбонатных кутан позволило выявить, что основные временные интервалы их формирования на исследуемой территории относятся к среднему голоцену (3,6-3,3 тыс. кал. л.н.). В это время формировались кутаны первой группы. Формирование новообразований второй и третьей групп проходило во второй половине MIS-3 (24,1-23,3 и ~ 34-35 тыс. кал. л.н., соответственно).

Строение новообразований первой группы позволяет выделить два основных этапа в их формировании. В течение первого этапа сформировались внутренние слои натеков. Повышенное содержание в них органического вещества и железа свидетельствует об активном иллювиировании гумуса в аккумулятивно-карбонатный горизонт и Al-Fe-гумусовом процессе в холодных гумидных условиях. Возраст описываемых слоев кутан (3,6 тыс. кал. л.н.), соответствует влажной холодной фазе развития педогенных натеков (3,7 тыс. кал. л.н.) в криоаридных почвах Тувы [Бронникова и др., 2017]. Формирование внешних слоев новообразований (второй этап) завершилось 3,3 тыс. кал. л.н. и протекало в ходе вторичного иллювиального перераспределения карбонатов в относительно сухих климатических условиях. Кристаллизация материала кутан проходила из высоко насыщенных карбонатами растворов. Об этом свидетельствуют малые размеры слагающих натек кристаллов, отсутствие признаков их травления и растворения. Высокое содержание CaCO_3 могло стать следствием роста температур, проявившегося в уменьшении растворимости CO_2 и росте его концентрации в почвенном воздухе в результате усиления биологической активности. В таких условиях скорости формирования педогенных карбонатов значительно возрастают [Zamanian et al., 2016]. Аридизация климата на данном этапе подтверждается также характером изменений состава стабильных изотопов углерода и кислорода в слоях кутан. Значения $\delta^{13}\text{C}$ уменьшаются во внешних слоях по отношению к внутренним, в то время как величины $\delta^{18}\text{O}$ в более молодых слоях натеков возрастают, что свидетельствует о постепенном обогащении локальных атмосферных осадков ^{18}O [Голубцов и др., 2014]. Подобные изменения были вызваны возрастанием среднегодовых температур и аридизацией, что фиксируется в это время также по педолитологическим данным [Воробьева, 2010], снижению содержания диатомей в осадках оз. Котокель и утяжелению их изотопно-

кислородного состава [Кострова и др., 2016], динамике увлажнения в Байкальском регионе и на прилегающих территориях [Wang, Feng, 2013] (рис. 8).

Формирование кутан второй и третьей групп хронологически соотносится с двумя региональными уровнями почвообразования (нижнеосинским и верхнеосинским) [Воробьева, 2010], повышением численности диатомей в донных осадках оз. Котокель, сопровождающимся утяжелением их изотопно-кислородного состава, 36-32 тыс. кал. л.н. и в течение MIS-2 [Кострова и др., 2016]. Перечисленные этапы коррелируют с кратковременными интервалами в осцилляциях Дансгора-Эшгера (2 и 7), отражающими рост средней температуры воздуха в Северном полушарии [Svensson et al., 2008] (рис. 8). Отмечаются значительно меньшие скорости формирования MIS-3-кутан в сравнении с голоценовыми новообразованиями (0,6 мм/100 лет против 2 мм/100 лет, соответственно). Учитывая, что интенсивность формирования педогенных карбонатов значительно возрастает в условиях роста температур, предполагающего уменьшение растворимости CO₂ и рост его концентрации в почвенном воздухе в результате усиления биологической активности [Zamanian et al., 2016], мы можем предполагать более высокую влагообеспеченность каргинских (MIS-3) почв и, соответственно, более влажные климатические условия каргинского мегаинтерстадиала на исследуемой территории. Это предположение подтверждается морфологией и вещественным составом новообразований. Кутаны второй и третьей групп в большей степени обогащены примесями органического вещества, которое в это время, по всей видимости, более активно вымывалось в аккумулятивно-карбонатные горизонты почв. Соотношение состава стабильных изотопов углерода и кислорода в кутанах, сформированных в финале среднего голоцена и в позднекаргинское время (MIS-3) довольно близко. Учитывая определяющее влияние процессов периодического промерзания-протаивания почв на изотопный состав кутан, это дает основание предполагать сходство температурных условий педогенеза в этих временных интервалах, связанное, прежде всего, с невысокой теплообеспеченностью и длительностью нахождения почв в сезонно-мерзлом состоянии.

ВЫВОДЫ

На основании изучения условий залегания, морфологии, вещественного и изотопного состава выделено три группы карбонатных кутан. Прямое ¹⁴C AMS-датирование микрослоев натеков позволило определить интервалы их формирования. Кутаны первой группы формировались в среднем голоцене (3,6-3,3 тыс. кал. л.н.). Формирование новообразований второй и третьей групп проходило во второй половине MIS-3 (24,1-23,3 и ~ 34-35 тыс. кал. л.н., соответственно).

Палеоэкологические условия, реконструируемые для выявленных стадий формирования карбонатных кутан, удовлетворительно коррелируют с общим ходом климатических изменений в регионе и Северном полушарии в целом, отражая влияние колебаний тепло- и влагообеспеченности на динамику процессов почвообразования. В целом интервалы формирования кутан приходятся на относительно кратковременные фазы повышения температур и отражают динамику климатических условий внутри таких фаз. На основании анализа скоростей формирования кутан и сравнения изотопного состава разновозрастных групп новообразований предполагаются более влажные климатические условия каргинского (MIS-3) мегаинтерстадиала по сравнению со средним голоценом при сходных температурных условиях педогенеза. Как для среднего голоцена,

так и для каргинского времени отмечается невысокая теплообеспеченность и длительность нахождения почв в сезонно-мерзлом состоянии.

Сравнение возраста новообразований с возрастом современных и погребенных почв показывает, что педогенные карбонатные кутаны в почвах Верхнего Приангарья являются реликтовым признаком предшествующих эпох педогенеза (MIS-3) и первых этапов современного почвообразования, начавшегося, по-видимому, в среднем голоцене. Во всех случаях возраст новообразований соответствует возрасту вмещающих их отложений, что позволяет рассматривать кутаны как значимый хронологический индикатор.

Полученные данные позволяют рассматривать карбонатные кутаны в почвах Верхнего Приангарья как значимый источник палеоклиматической информации, дополняющий и детализирующий данные палеогеографических исследований. Исследование карбонатных кутан позволяет получать информацию о динамике палеоклиматических условий в узких временных интервалах, что особенно важно для прогноза изменений природной среды и климата ближайшего будущего.

Работа выполнена в рамках программы НИР Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (0347-2016-0002) при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 17-04-00092).

ЛИТЕРАТУРА

Александровский А.Л. Запись природной среды в почвах голоцена // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М., Изд-во ЛКИ, 2008, С. 75-105.

Бронникова М.А. Силикатные кутаны иллювиирования как носители памяти почв // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М., Изд-во ЛКИ, 2008, С. 468-497.

Бронникова М.А., Конопляникова Ю.В., Агатова А.Р., Зазовская Э.П., Лебедева М.П., Турова И.В., Непоп Р.К., Шоркунов И.Г., Черкинский А.Е. Кутаны криоаридных почв и другие летописи ландшафтно-климатических изменений в котловине озера Ак-Холь (Тува) // Почвоведение, 2017, № 2, С. 158-175.

Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Низкие террасы долин рек Байкало-Енисейской Сибири и оз. Байкал // Генезис рельефа. Новосибирск, Наука, 1985, С. 144-153.

Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2010, 205 с.

Геология СССР. Том 17: Иркутская область. М., Госгеолтехиздат, 1962, 514 с.

Глушанкова Н.И. Палеопедологический метод / Методы палеогеографических реконструкций // Каплин П.А., Янина Т.А. (ред.), М., Географический факультет МГУ, 2010, С. 38-59.

Голубцов В.А., Черкашина А.А., Пустовойтов К.Е., Штар К. Стабильные изотопы углерода и кислорода педогенных карбонатных кутан в черноземах Южного Прибайкалья как индикаторы локальных экологических изменений // Почвоведение, 2014, № 10, С. 1215–1227.

Голубцов В.А. Карбонатные новообразования в почвах Байкальского региона: процессы формирования и значение для палеопочвенных исследований // Вестник Томского государственного университета. Биология, 2017, № 39, С. 6-28.

Ермолова Н.М. Териофауна долины Ангары в позднем антропогене. Новосибирск, Наука, 1978, 222 с.

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2012, 477 с.

Иркутско-Черемховский промышленный район. Иркутск, 1969. С. 64.

Клементьев А.М. Фауны позднекаргинского времени Иркутского амфитеатра // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология», 2013, № 1(2), С. 30-43.

Климат Иркутска [электронный ресурс] – Режим доступа: <http://www.pogodaiklimat.ru/climate/30710.htm>.

Кострова С.С., Майер Х., Тарасов П.Е., Безрукова Е.В., Чаплыгин Б., Косслер А., Павлова Л.А., Кузьмин М.И. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из донных отложений озера Котокель (Бурятия) // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 8, с. 1571—1580.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 195 с.

Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., Наука, 1971, 321 с.

Таргульян В.О. Память почв: формирование, носители, пространственно-временное разнообразие // Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М., Изд-во ЛКИ, 2008, С. 24–57.

Хохлова О.С. Педогенные карбонаты как носители памяти об условиях почвообразования (на примере степной зоны Русской равнины) / Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М., Изд-во ЛКИ, 2008, С. 406-437.

Хохлова О.С., Русаков А.В., Кузнецова А.М., Мякшина Т.Н., Чендев Ю.Г. Радиоуглеродное датирование педогенных карбонатов в глубоких горизонтах лесостепных почв // Почвоведение, 2013, № 9, С. 1095-1109.

Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V., Kabanov P.B., Alekseeva V.A. Palaeoenvironments of the Middle–Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosols and palaeokarsts // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2016, Vol. 450, P. 1–16.

Alexandrovskiy A.L., Chichagova O.A. Radiocarbon age of Holocene paleosols of the East European forest-steppe zone // Catena, 1998, Vol. 34, P. 197-207.

Amundson R., Wang Y., Chadwick O., Trumbore S., McFadden L., McDonald E., Wells S., DeNiro M. Factors and processes governing the ¹⁴C content of carbonate in desert soils // Earth and Planetary Science Letters, 1994, Vol. 125, P. 385–405.

Barta G., Bradák B., Novothny A., Markó A., Szeberényi J., Kiss K., Kovács J. The influence of paleogeomorphology on the stable isotope signals of paleosols // Geoderma, 2018, Vol. 330, P. 221–231.

Birkeland P.W. Soils and Geomorphology. New York, Oxford University Press, 1999. 430 p.

Bowsher C., Steer M., Tobin A. Plant Biochemistry. NY: Garland Pub., 2008. 446 p.

Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils. N. Y; London; Sydney, 1964. 470 p.

Brock A.L., Buck B.J. A new formation process for calcic pendants from Pahranaagat Valley, Nevada, USA, and implication for dating Quaternary landforms // Quaternary Research. 2005, Vol. 63, P. 359– 367.

Breecker D.O., Sharp Z.D., McFadden L.D. Seasonal bias in the formation and stable isotopic composition of pedogenic carbonate in modern soils from central New Mexico, USA // Geological Society of America Bulletin, 2009, Vol. 121, № 3–4, P. 630–640.

Broughton P.L. Environmental Implication of competitive Growth Fabrics on Stalactitic Carbonate // International Journal of Speleology, 1983, Vol. 13, P. 31-41.

Cerling T. The stable isotopic composition of soil carbonate and its relationship to climate // Earth and Planetary Science Letters, 1984, Vol. 71, P. 229-240.

Cerling T.E., Quade J. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates // Climate change in continental isotopic records // Geophysical monograph, 1993, V. 78, P. 217–231.

Chadwick O.A., Graham R.C. Pedogenic processes // Handbook of soil science. CRC Press, 2000, P. 41–75.

Chen Y., Polach H.A. Validity of ^{14}C ages of carbonate in sediments // Radiocarbon, 1986, Vol. 28 (2A), P. 464–472.

Courty M.-A., Marlin C., Dever L., Tremblay P., Vachier P. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from the High Arctic (Spitsbergen) // Geoderma, 1994, Vol. 61, P. 71-102.

Deutz P., Montanez I.P., Monger H.C. Morphology and stable and radiogenic isotope composition of pedogenic carbonates in late Quaternary relict soils, New Mexico, U.S.A.: an integrated record of pedogenic overprinting // Journal of Sedimentary Research, 2002, Vol. 72, P. 809–822.

Dworkin S.I., Nordt L., Atchley S. Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate // Earth and Planetary Science Letters, 2005, Vol. 237, P. 56-68.

Eswaran H., Reich P.F., Kimble J.M., Beinroth F.H., Padmanabhan E., Moncharoen P. Global carbon sinks / Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC/Lewis Press, 2000, P. 15-26.

Fairchild I.J., Baker A. Speleothem Science: from process to past environment. Chichester, Wiley-Blackwell Pub., 2012, 432 p.

Farquhar G.D., Ehleringer J.R., Hubick K.T. Carbon isotope discrimination and photosynthesis // Annual Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol, 1989, V. 40, P. 503–537.

Feng Z.-D., Ran M., Yang Q.L., Zhai X.W., Wang W., Zhang X.S., Huang C.Q. Stratigraphies and chronologies of late Quaternary loess-paleosol sequences in the core area of the central Asian arid zone // Quaternary International, 2011, Vol. 240, P. 156-166.

Kovda I.V., Wilding L.P., Drees L.R. Micromorphology, submicroscopy and microprobe study of carbonate pedofeatures in a Vertisol gilgai soil complex, South Russia // Catena, 2003, Vol. 54, P. 457-476.

Kovda I., Mora C.I., Wilding L.P. Stable isotope compositions of pedogenic carbonates and soil organic matter in a temperate climate Vertisol with gilgai, southern Russia // Geoderma, 2006, Vol. 136, P. 423–435.

Kraus M.J. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications // Earth-Science Reviews, 1999, Vol. 47, P. 41–70.

Marion G.M., Introne D.S., Van Cleve K. The stable isotope geochemistry of CaCO_3 on the Tanana River floodplain of interior Alaska, U.S.A.: Composition and mechanisms of formation // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 1991, Vol. 86, P. 97- 110.

Monger C.H., Cole D.R., Buck B.J., Gallegos R.A. Scale and the isotopic record of C_4 plants in pedogenic carbonate: from the biome to the rhizosphere // Ecology, 2009, Vol. 90(6), P. 1498–1511.

Murphy L.R., Hurst S.C., Holliday V.T., Johnson E. Late Quaternary landscape evolution, soil stratigraphy, and geoarchaeology of the Caprock Canyonlands, Northwest Texas, USA // Quaternary International, 2014, Vol. 342, P. 57-72.

Oerter E.J., Amundson R. Climate controls on spatial and temporal variations in the formation of pedogenic carbonate in the western Great Basin of North America // Geological Society of America Bulletin, 2016, Vol. 128(7), P. B31367.1.

Oerter E.J., Sharp W.D., Oster J.L., Ebeling A., Vallejo J.W., Kozyra R., Orland I.J., Hellstrom J., Woodhead J.D., Hergt J.M., Chadwick O.A., Amundson R. Pedothen carbonates reveal anomalous North American atmospheric circulation 70,000–55,000 years ago // Proceedings of the National Academy of Sciences, 2016, Vol. 113 (4), P. 919-924.

Pendall E.G., Harden J.W., Trumbore S.E., Chadwick O.A. Isotopic approach to soil carbonate dynamics and implications for paleoclimatic interpretations // *Quaternary Research*, 1994, Vol. 42, P. 60-71.

Peters N.A., Huntington K.W., Hoke G.D. Hot or not? Impact of seasonally variable soil carbonate formation on paleotemperature and O-isotope records from clumped isotope thermometry // *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, Vol. 361, P. 208–218.

Pustovoytov K. Pedogenic carbonate cutans on clasts in soils as a record of history of grassland ecosystems // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, Vol. 177, P. 199–214.

Pustovoytov K., Schmidt K., Taubald H. Evidence for Holocene environmental changes in the northern Fertile Crescent provided by pedogenic carbonate coatings // *Quaternary Research*, 2007, Vol. 67, P. 315-327.

Quade J., Cerling T., Bowman J. Systematic variations in the carbon and oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, United States // *Geological Society of America Bulletin*, 1989, Vol. 101, P. 464-475.

Quade J., Garzione C., Eiler J. Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2007, Vol. 66, P. 53-88.

Quade J., Eiler J., Daeron M., Achyuthan H. The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, Vol. 105, P. 92–107.

Reeder R.J. *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Washington, D.c.: Mineralogical Society of America, 1983, P. 1-47.

Retallack G.J. *Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology*. Oxford: Blackwell Science, 2001, 404 p.

Sauer D., Kadereit A., Kühn P., Kösel M., Miller C.E., Shinonaga T., Kreutzer S., Herrmann L., Fleck W., Starkovich B.M., Stahr K. The loess-palaeosol sequence of Datthausen, SW Germany: Characteristics, chronology, and implications for the use of the Lohne Soil as a marker soil // *Catena*, 2016, Vol. 146, P. 10-29.

Sharp W., Ludwig K., Chadwick O., Amundson R., Glaser L. Dating fluvial terraces by $^{230}\text{Th}/\text{U}$ on pedogenic carbonate, Wind River Basin, Wyoming // *Quaternary Research*, 2003, Vol. 59, P. 139-150.

Sheldon N.D., Tabor N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // *Earth-Science Reviews*, 2009, Vol. 95 (1-2), P. 1-52.

Singhvi A., Banerjee D., Ramesh R., Rajaguru S., Gogte V. A luminescence method for dating “dirty” pedogenic carbonates for paleoenvironmental reconstruction // *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, Vol. 139, P. 321 -332.

Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitations // *Technical reports series № 331 / Vienna, International Atomic Energy Agency*, 1992, P. 240.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // *Clim. Past*, 2008, Vol. 4, P. 47-57.

Tabor N.J., Myers T.S. Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2015, Vol. 43, P. 11.1–11.29.

Vogt T. Cryogenic physicochemical precipitations: iron, silica, calcium carbonate // *Permafrost Periglacial Process*, 1991., Vol. 1, P. 283-293.

Vogt T., Corte A.E. Secondary precipitates in Pleistocene and present cryogenic environments (Mendoza Precordillera, Argentina, Transbaikalia, Siberia, and Seymour Island, Antarctica) // *Sedimentology*, 1996, Vol. 43, P. 53-64.

Vogt T., Clauer N., Techer I. The glaciogenic origin of the Pleistocene calcareous dust in Argentina on the basis of field, mineralogical, textural, and geochemical analyses // *Quaternary Research*, 2018, P. 1–16.

Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record // *Earth-Science Reviews*, 2013, Vol. 122, P. 38-57.

Wang Y., McDonald E., Amundson R., McFadden L., Chadwick O. An isotopic study of soils in chronological sequences of alluvial deposits, Providence Mountains, California // *Geological Society of America Bulletin*, 1996, Vol. 108, P. 379–391.

Williams G.E., Polach H.A. Radiocarbon dating of arid zone calcareous paleosols // *Geological Society of America Bulletin*, 1971, Vol. 82, P. 3069–3086.

Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes // *Earth-Science Reviews*, 2016, Vol. 157, P. 1-17.

Подписи к рисункам в статье В.А. Голубцова, А.А. Черкашиной, С.А. Тухты, М.И. Кузьмина, А.А. Сизова «Отражение климатических колебаний позднего неоплейстоцена и голоцена в почвах Верхнего Приангарья»

Рис. 1. Территория исследования и положение исследуемых разрезов: 1 – Тайтурка-I; 2 – Тайтурка-II; 3 – Березовый; 4 – Осинový; 5 – Нижний Булай-II; 6 – Буреть. Условные обозначения: 1 – доломиты, известняки, мергели нижнего кембрия; 2 – конгломераты, брекчии, песчаники, глины нижней юры; 3 – аркозовые песчаники, кварцевые алевриты, аргиллиты, пласты угля средней юры; 4 – четвертичные аллювиальные отложения, суглинки, супеси, глины, илы с галькой, галечниковые отложения; 5 – четвертичные аллювиальные и аллювиально-делювиальные отложения; 6 – территория исследования; 7 – точки заложения разрезов.

Рис. 2. Строение и абсолютный возраст отложений исследуемых разрезов. Условные обозначения: 1 – галечниковые включения; 2 – костные остатки; 3 – верхняя граница карбонатного профиля; 4 – педоседименты; 5 – коренные породы; 6 – гумусовые горизонты современных почв; 7-9 – карбонатные кутаны первой, второй и третьей групп, соответственно; 10 – криогенные клинья; 11 – прослой торфа; 12 – кротовины; 13 – глинистые прослой; 14 – включения дресвы и щебня; 15 – погребенная эрозионная форма; 16 – пески; 17 – суглинки; 18 – супеси; 19 – антропогенные отложения.

Рис. 3. Костные остатки из каргинских (MIS-3) отложений. А - Большая берцовая кость молодого бизона *Bison priscus*; В - Зуб мамонта *Mammuthus primigenius*; С - Проксимальная фаланга бизона *Bison priscus*; D - Проксимальная фаланга лошади *Equus ferus*; E - Астрагал бизона *Bison priscus*.

Рис. 4. Распределение карбонатов, органического углерода и изотопный состав органического вещества почв исследуемых разрезов. Серыми прямоугольниками указано положение гумусовых горизонтов ископаемых почв.

Рис. 5. Строение и абсолютный возраст основных групп карбонатных кутан. А – макро- и мезоморфология карбонатных кутан первой группы; Б – мезоморфология карбонатных кутан второй группы. ¹⁴C-AMS даты: *1 – 23 189±70 (MAMS-35410), *2 – 24 108±70 (MAMS-35411), *3 – 23 292±70 (MAMS-35412); В - строение микросталактитов, формирующихся на поверхности кутан II группы; Г – положение карбонатных кутан на нижних поверхностях галечниковых включений; Д – строение карбонатных кутан третьей группы. I – внутренние слои, O – внешние слои.

Рис. 6. Субмикроморфология и вещественный состав исследуемых карбонатных кутан. А – организация карбонатного материала кутан первой группы; Б – карбонатные сферолиты во внешних слоях кутан первой группы; В – беспорядочная ориентация кристаллов кальцита во внешних слоях новообразований первой и второй групп; Г – сферолиты, сглаженные колломорфным криптокристаллическим кальцитом во внутренних слоях кутан второй группы; Д – плотно упакованные сферолиты, слагающие слои кутан третьей группы; Е – микрослой сферолитов, состоящие из радиально-ориентированных шестоватых кристаллов кальцита.

Рис. 7. Распределение теоретических и экспериментальных величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатных кутан. Условные обозначения: 1 – внутренние слои кутан I группы; 2 – внешние слои кутан I группы; 3 – внутренние слои натеков III группы; 4 – внешние слои кутан III группы; 5 – внутренние слои кутан II группы; 6 – внешние слои кутан II группы; 7 – теоретический интервал значений $\delta^{13}\text{C}$ для педогенных карбонатов; 8 – диапазон

значений $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатов, формирующихся в изотопном равновесии с почвенным CO_2 ; 9 – состав стабильных изотопов углерода и кислорода для педогенных карбонатов, формирующихся в перигляциальных условиях [Cerling, 1984]; 10 – пределы фракционирования изотопов углерода в педогенных карбонатах при разных температурах; 11 – пределы фракционирования изотопов кислорода в педогенных карбонатах при разных температурах.

Рис. 8. Сопоставление этапов формирования новообразований с региональными и глобальными палеоклиматическими записями. А – состав стабильных изотопов углерода (а1) и кислорода (а2) педогенных карбонатных кутан; Б – содержание створок диатомовых водорослей (б1) и их изотопно-кислородный состав (б2) в донных осадках оз. Котокель [Кострова и др., 2016]; В – изотопно-кислородная шкала NGRIP как показатель температур воздуха Северного полушария (цифрами показаны положительные сдвиги в осцилляциях Дансгора-Эшгера) [Svensson et al., 2008]; Г – динамика увлажнения в северной части Монголии (г1) и Байкальском регионе (г2) [Wang, Feng, 2013]; Д – динамика условий теплообеспеченности в Прибайкалье [Воробьева, 2010]. Римскими цифрами в левой части обозначены группы кутан и интервалы их формирования.

Табл. 1.

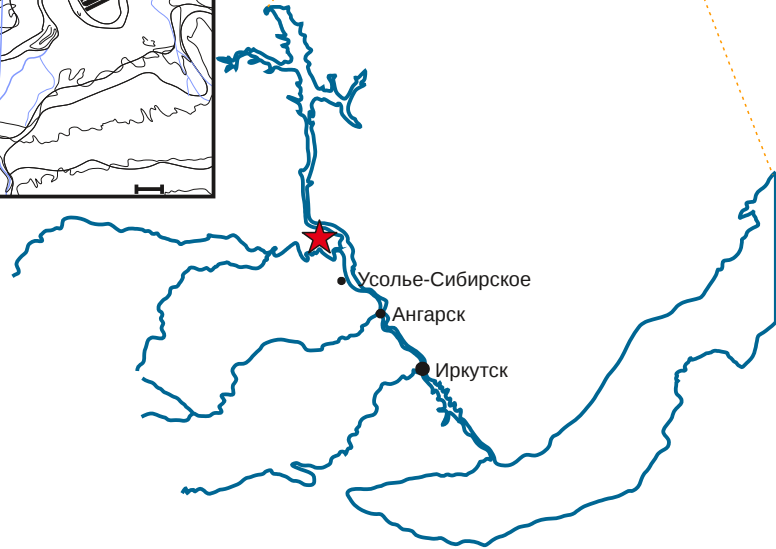
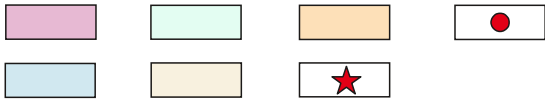
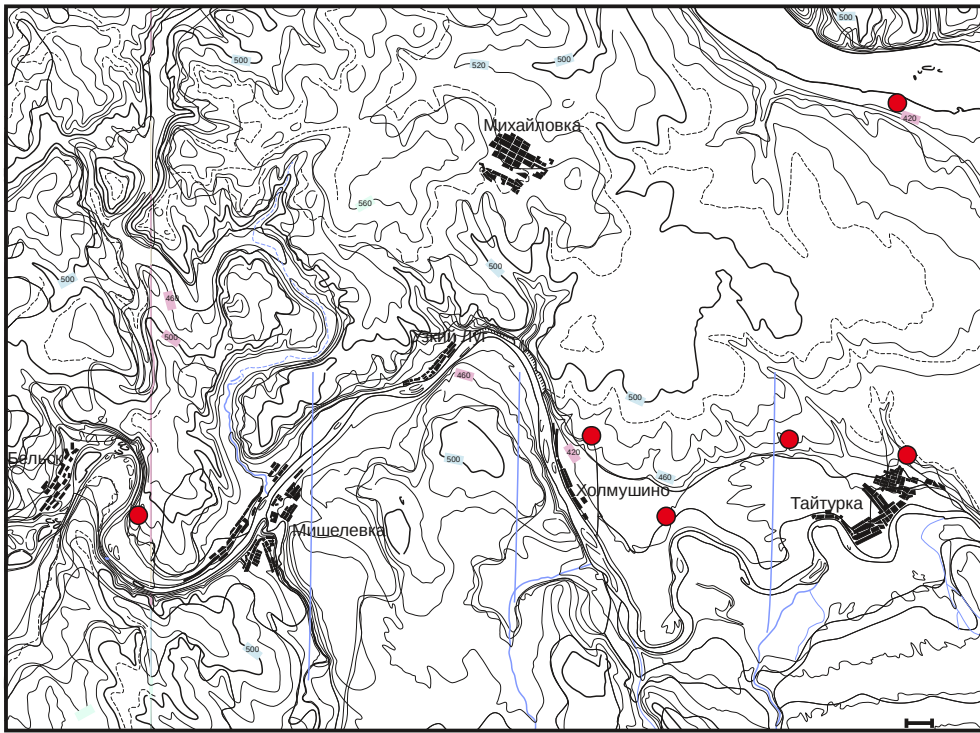
Абсолютный возраст карбонатных кутан

Лабораторный номер	Разрез, группа и слой кутаны	Датируемый материал	¹⁴ C-возраст, л.н.	Интервал календарного возраста, л.н., вероятность (%)
MAMS-35408	Осиновый, I группа, внутренний слой	Углерод карбонатов	4 861±23	3 695-3 636 (95,4 %)
MAMS-35409	Осиновый, I группа, внешний слой	Углерод карбонатов	4 678±23	3 620-3 612 (1,4 %) 3 521-3 483 (22,8 %) 3 476-3 370 (71,1%)
MAMS-35410	Тайтурка-II, II группа, внутренний слой	Углерод карбонатов	21 000±70	23 618-23 190 (95,4 %)
MAMS-35411	Тайтурка-II, II группа, средний слой	Углерод карбонатов	22 070±70	24 579-24 109 (95,4 %)
MAMS-35412	Тайтурка-II, II группа, внешний слой	Углерод карбонатов	21 110±70	23 716-23 291 (95,4 %)
ЛУ-8686	Березовый, III группа, внутренние слои	Углерод карбонатов	30 690±780	34 860±790

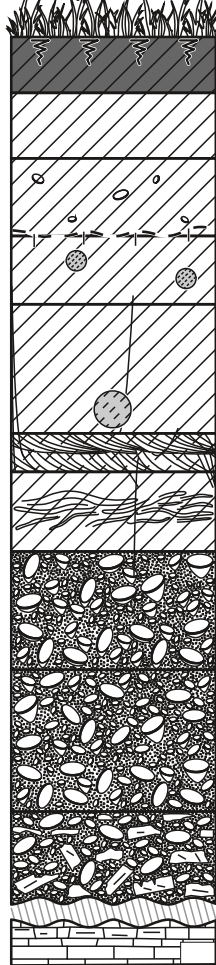
Табл. 2.

Состав стабильных изотопов углерода и кислорода карбонатных кутан

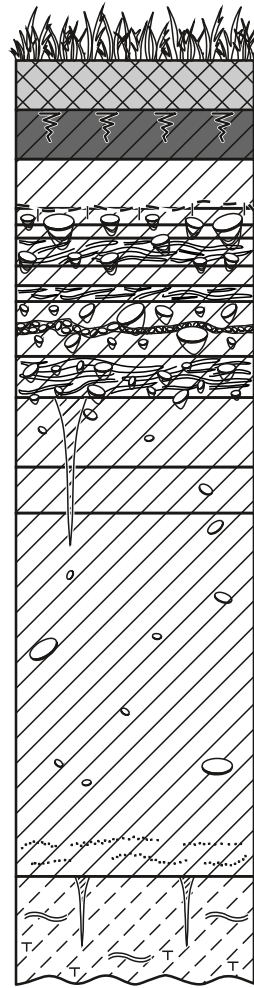
Номер новообразования	$\delta^{13}\text{C}$, ‰		$\delta^{18}\text{O}$, ‰	
	внутренний слой	внешний слой	внутренний слой	внешний слой
I группа кутан				
Тайгурка-I				
1	-3,25	-4,73	-16,33	-13,58
2	-3,68	-5,04	-15,05	-11,2
3	-4,34	-5,41	-13,74	-10,95
Тайгурка-II				
4	-4,51	-5,78	-13,41	-13,01
5	-4,12	-6,8	-15,91	-13,83
6	-3,86	-6,3	-14,83	-11,99
II группа кутан				
Тайгурка-I				
7	-3,3	-4,05	-13,68	-10,25
Тайгурка-II				
8	-2,6	-3,2	-13,74	-10,24
9	-2,83	-3,7	-13,61	-10,89
10	-3,4	-4,11	-14,03	-11,01
Нижний Булай-II				
11	-2,5	-3,41	-13,89	-10,2
III группа кутан				
Березовый				
12	-2,3	-4,2	-12,18	-12,57
13	-2,11	-3,96	-12,07	-12,61
Тайгурка-I				
14	-2,05	-3,14	-12,04	-12,52
15	-2,23	-4,1	-11,99	-12,63



Березовый

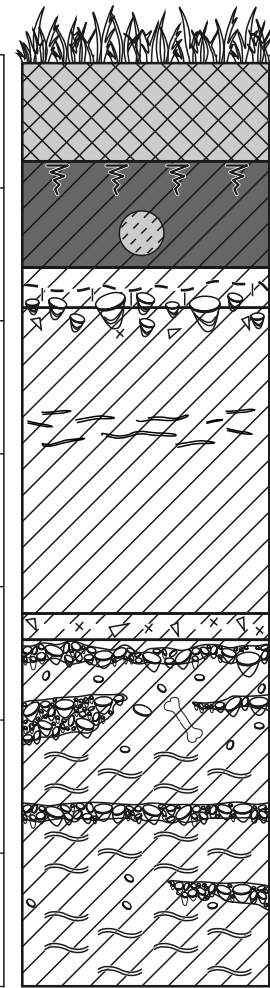
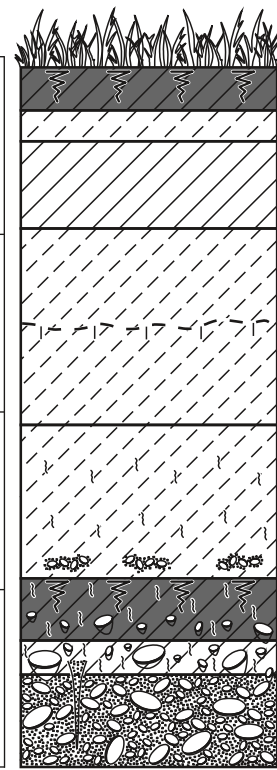


27 990±330
ЛУ-8687

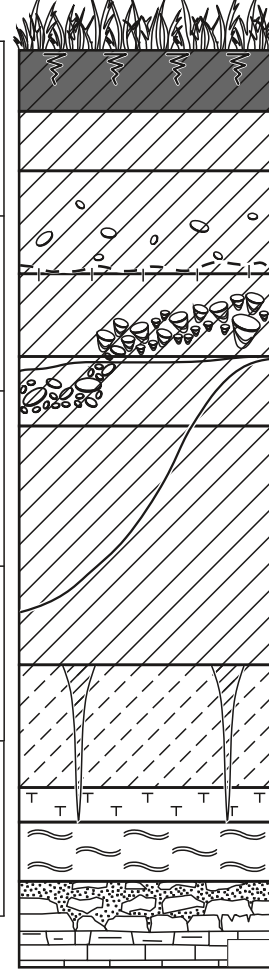


2 620±190
ЛУ-7304

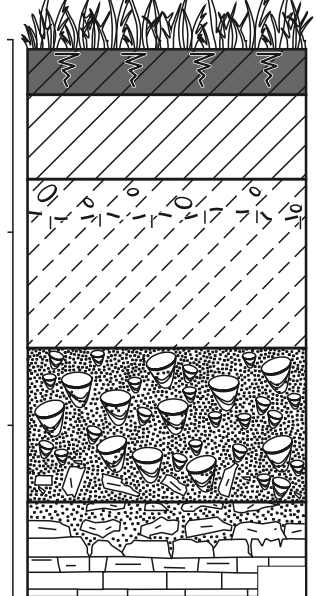
31 570±1 840
ЛУ-8691



Осиновый



Буреть



		10	
		11	
		12	
		13	
		14	
		15	
		16	
		17	
		18	



A



|

B



C



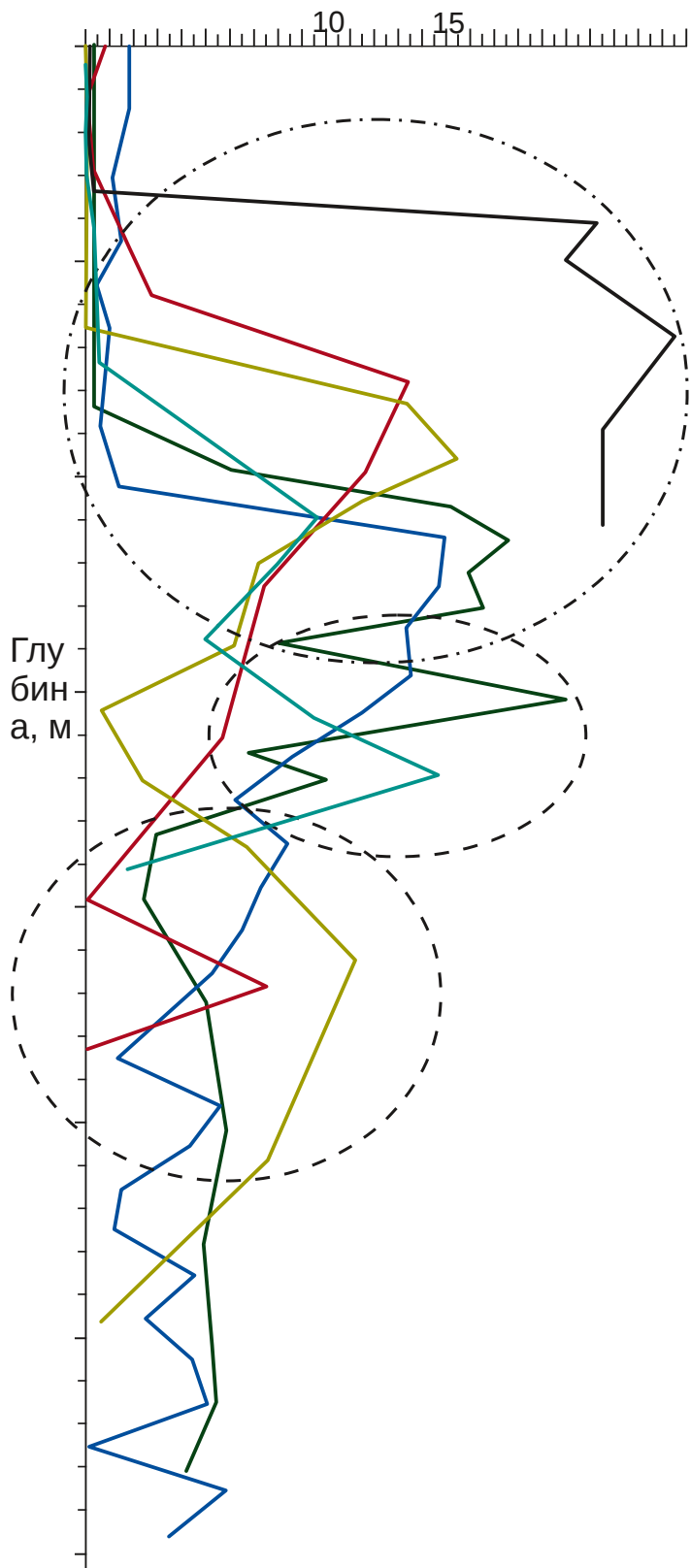
D

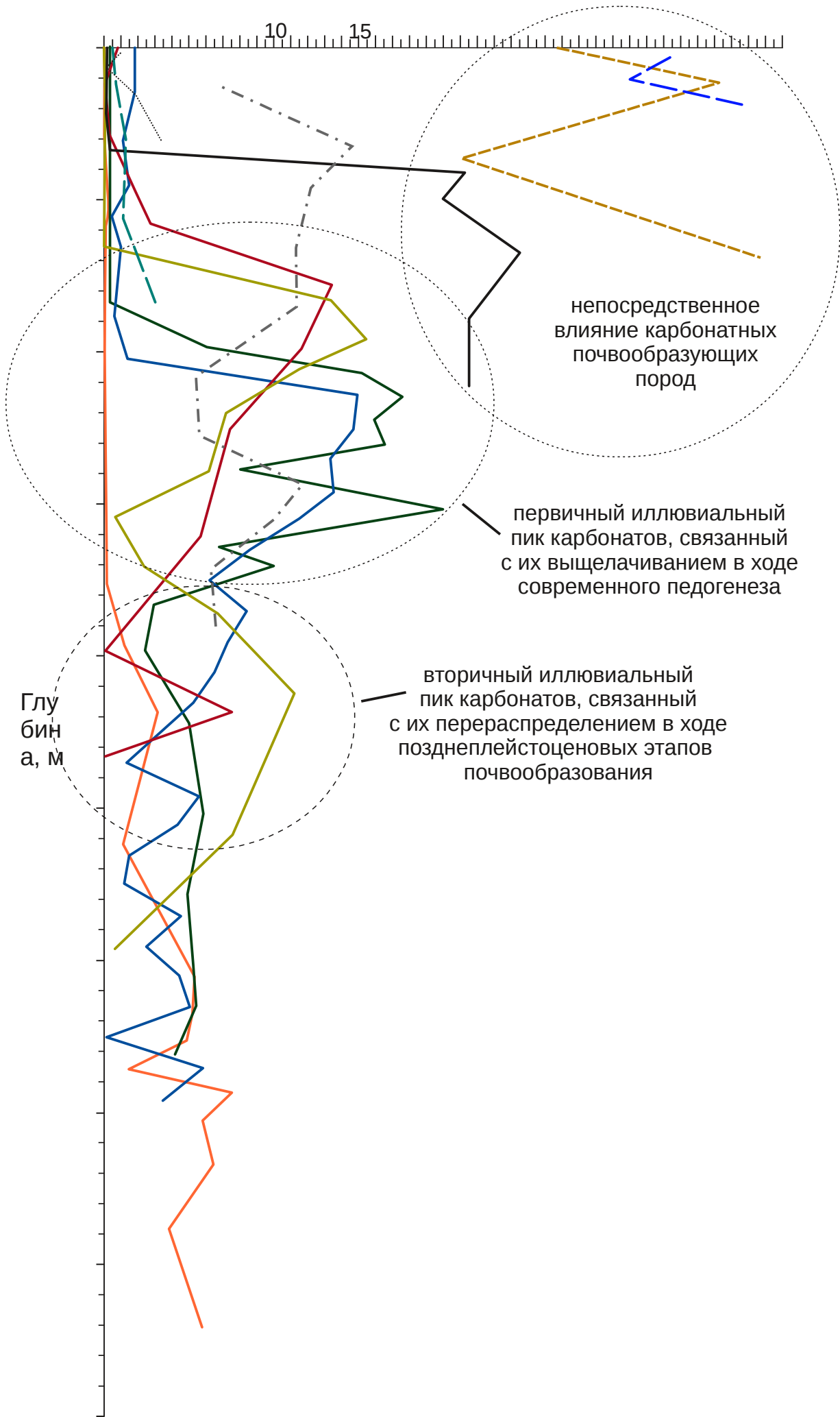


E



0 5 cm



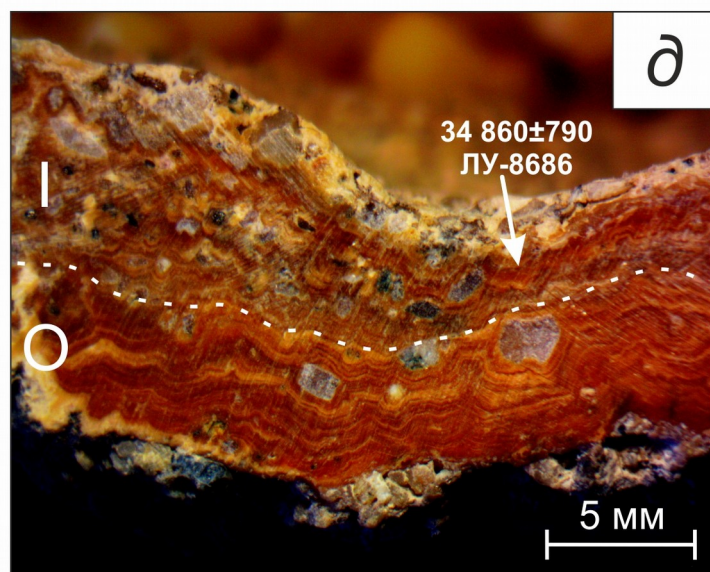
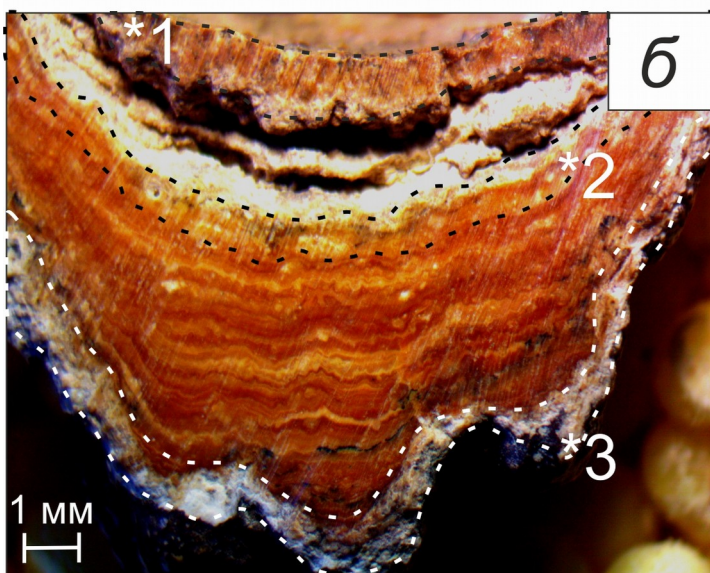
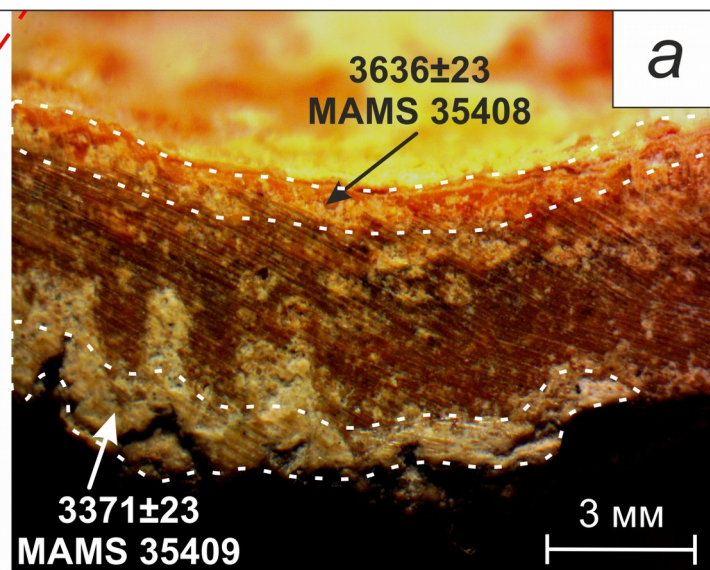
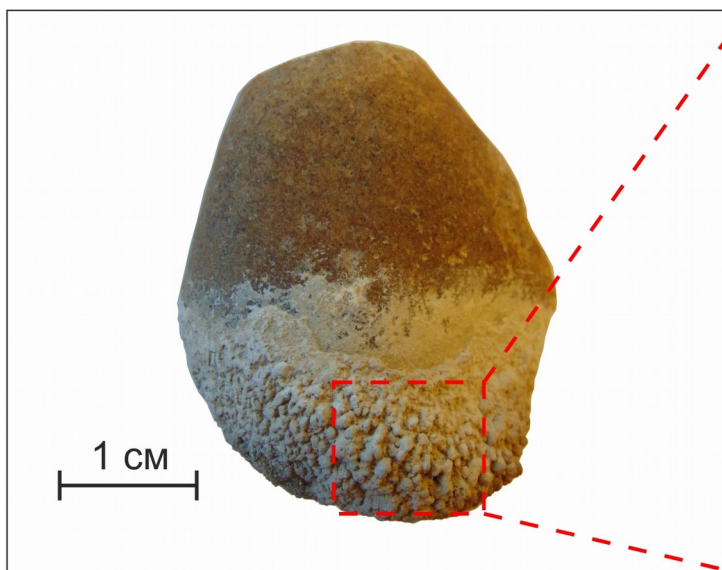


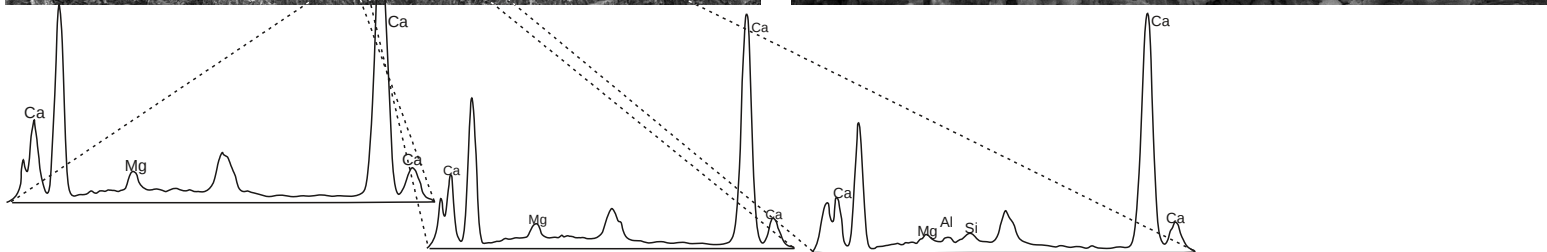
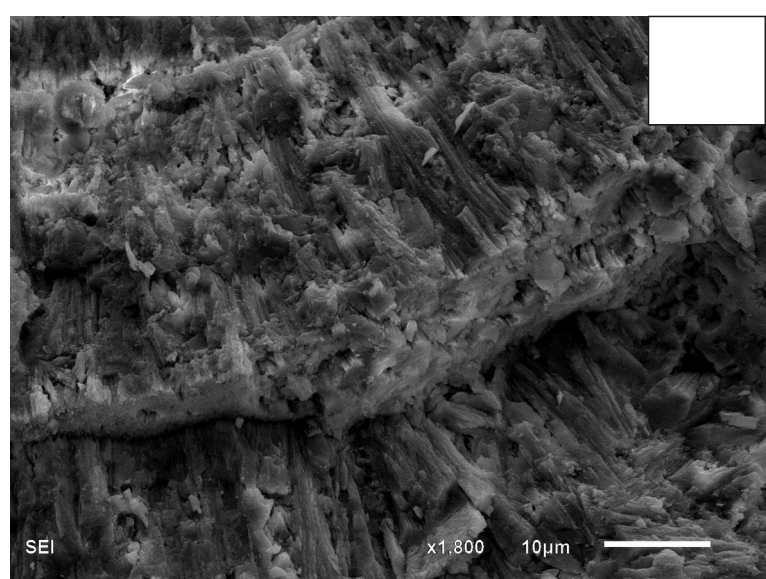
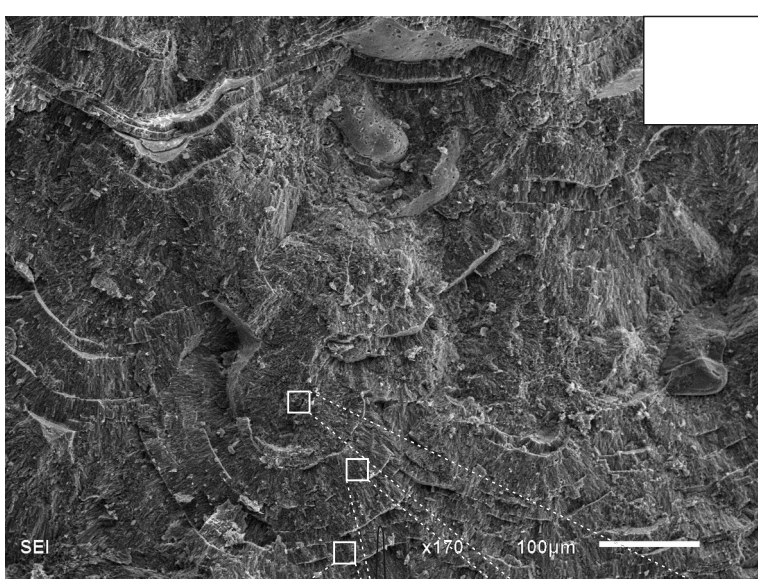
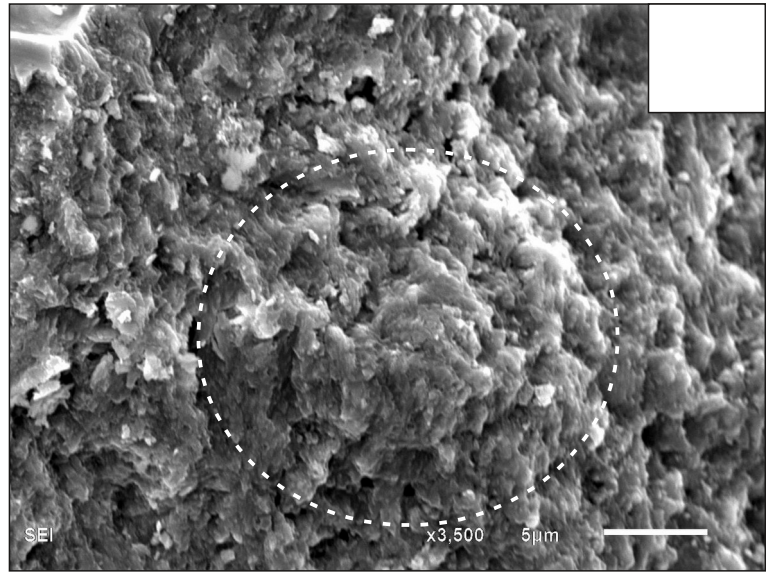
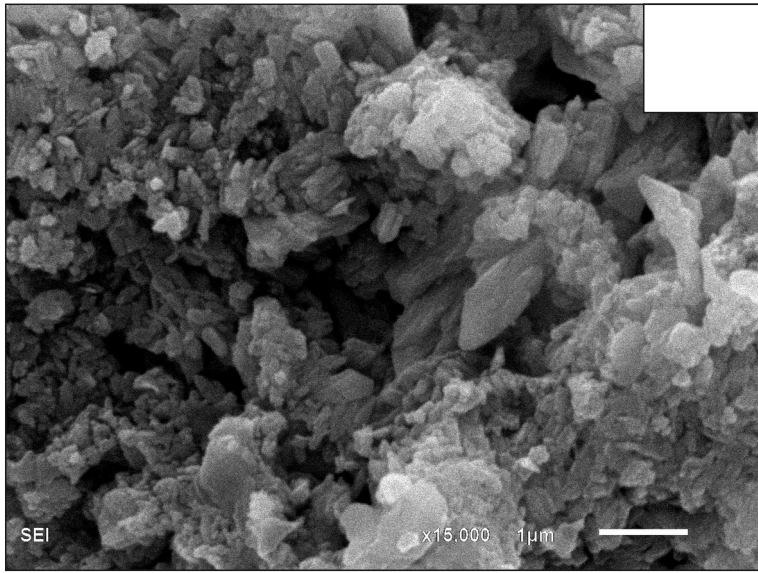
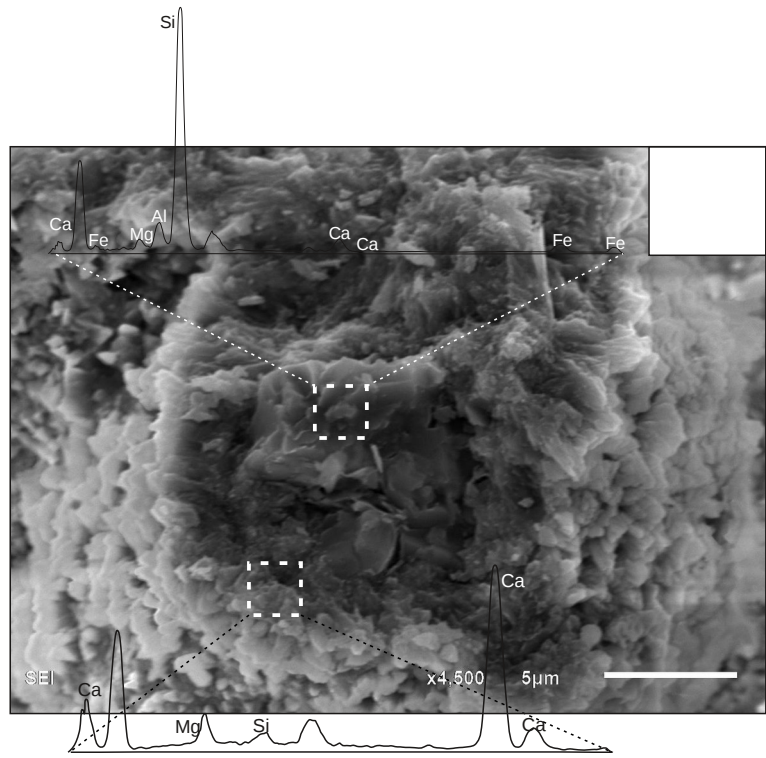
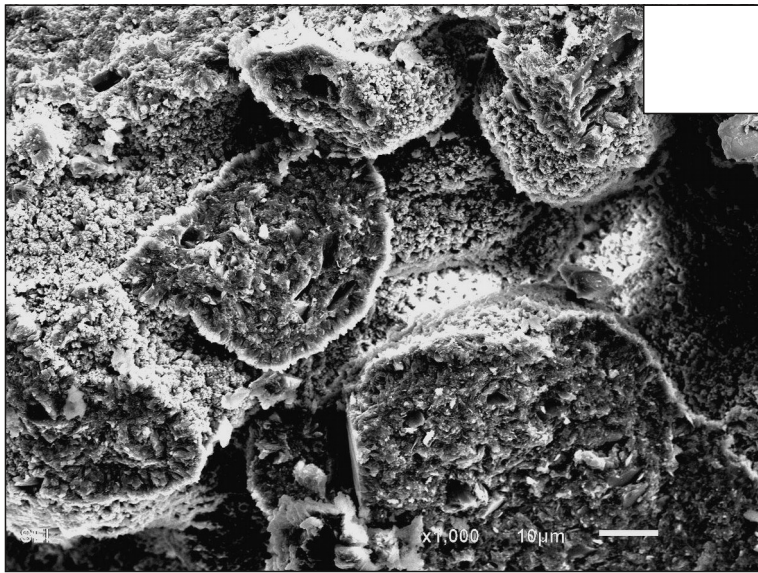
Глу
бин
а, м

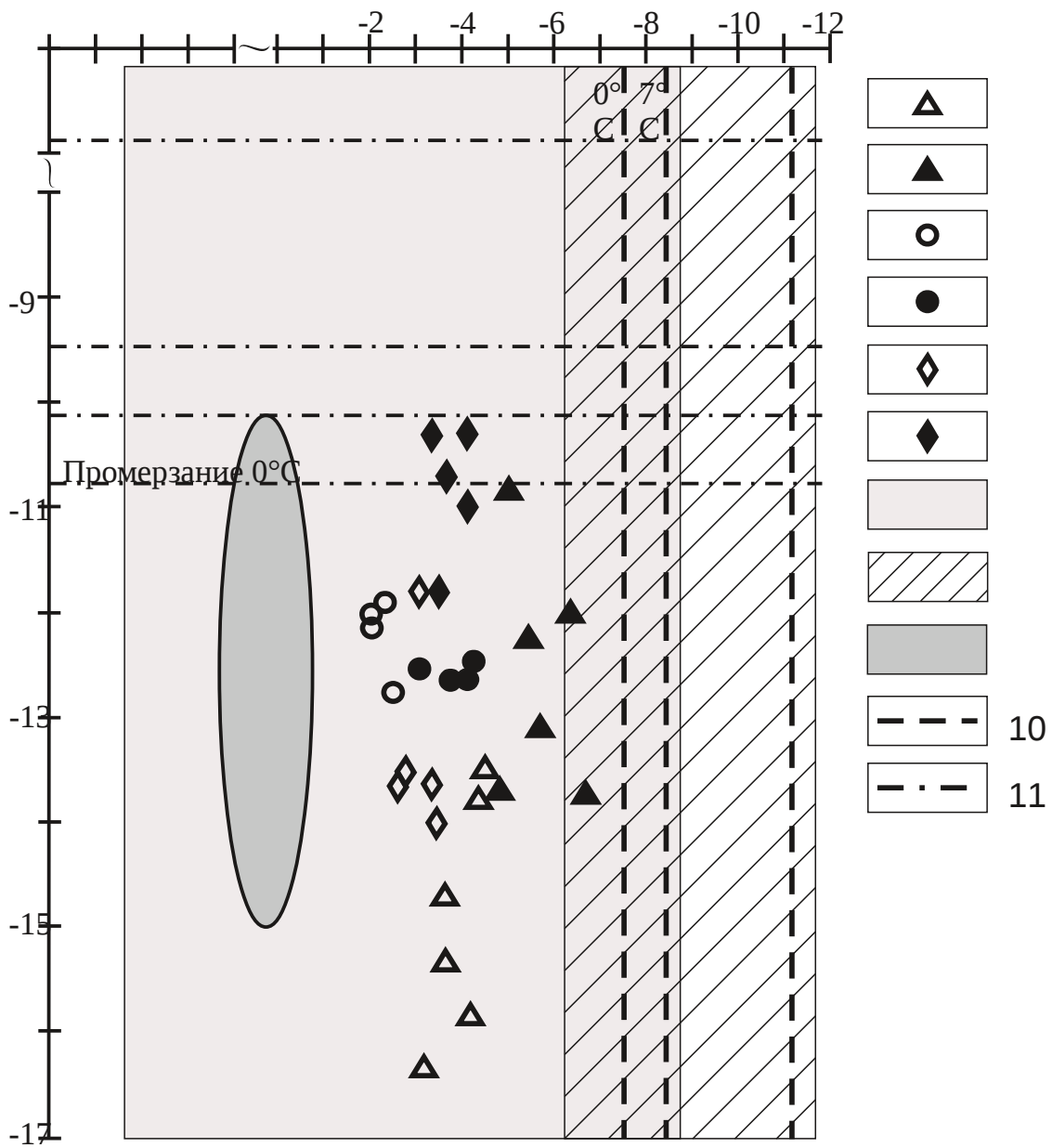
непосредственное
влияние карбонатных
почвообразующих
пород

первичный иллювиальный
пик карбонатов, связанный
с их выщелачиванием в ходе
современного педогенеза

вторичный иллювиальный
пик карбонатов, связанный
с их перераспределением в ходе
позднеплейстоценовых этапов
почвообразования







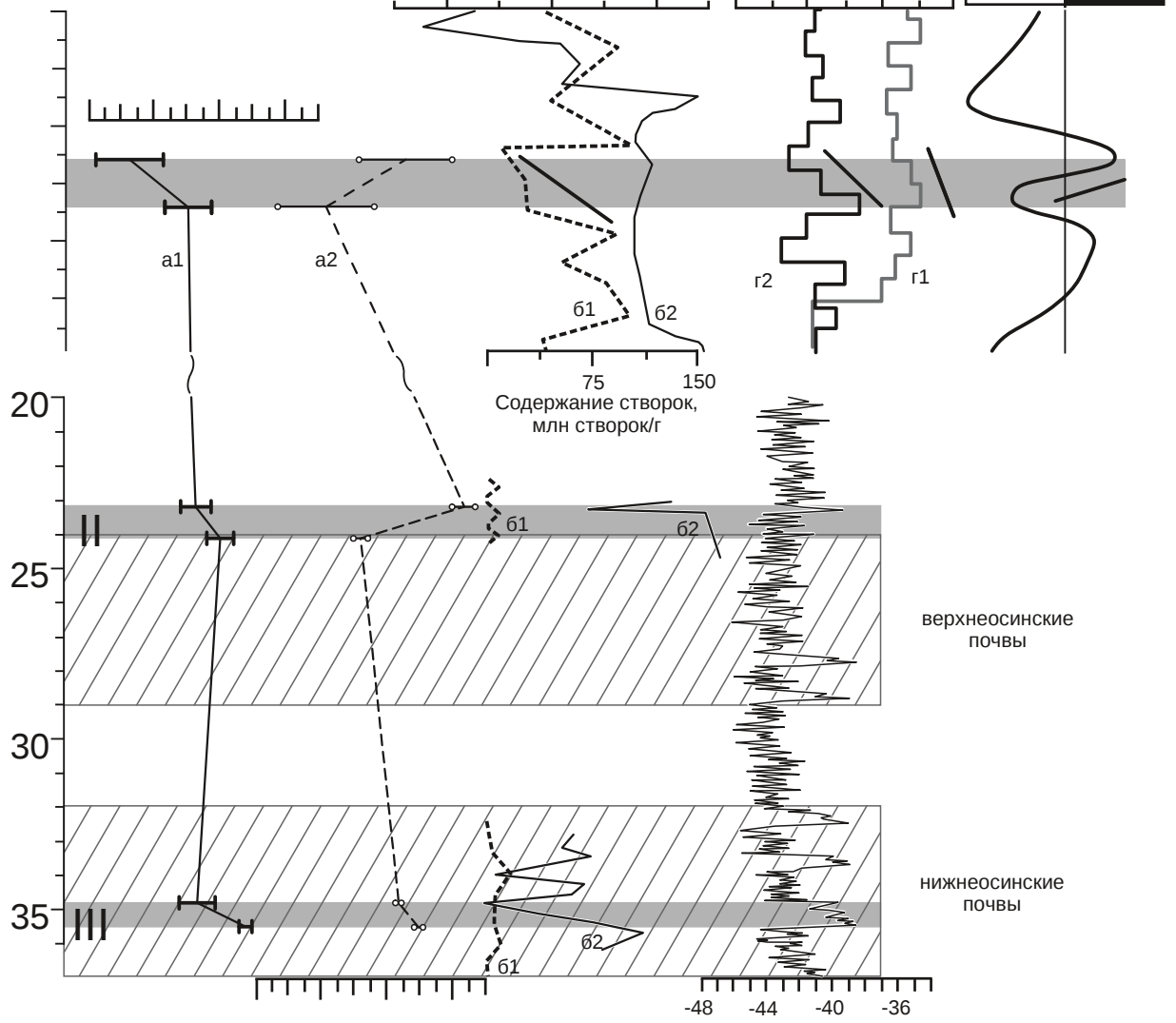
Возраст,
кал.тыс.л.н

25 27 29

Индекс влажности

-1°C

+1°C



Содержание створок,
млн створок/г

верхнеосинские
почвы

нижнеосинские
почвы