**Слайд 1.** Добрый день, уважаемые коллеги! Мой сегодняшний доклад с одной стороны будет затрагивать фундаментальную проблему определения экологических функций почв в биосфере и роли почв как резервуара ассимилированного при фотосинтезе углерода. Данная проблема напрямую связана с исследованием глобальных циклов углерода и их нарушений, связанных с антропогенной деятельностью. С другой стороны, я постараюсь осветить результаты некоторых собственных работ в области изучения отклика почв Байкальского региона на ландшафтно-климатические изменения прошлых геологических периодов. Это направление также актуально, т.к. почва является ядром ландшафта, где происходит взаимодействие различных его компонентов. Изменяясь во времени и пространстве вместе с условиями среды, почвы отражают эти изменения в комплексе своих устойчивых признаков, т.е. в почве находит отражение пространственно-временная структура ландшафта. С этой точки зрения понимание хода развития современных ландшафтов, формировавшихся в течение длительного времени, невозможно без изучения эволюции и закономерностей развития почв.

**Слайд 2.** Углерод – один из самых распространенных элементов Вселенной. Он является основой всех органических соединений. Любой живой организм состоит в значительной степени из углерода. Его нахождение в биосфере подчинено комплексу процессов, объединяющихся понятием «геохимический цикл углерода». По своей сути, этот цикл есть перенос углерода из одних геохимических резервуаров (растительность, почвы и др.) в другие через атмосферу и мировой океан.

На слайде представлены эти два основных звена. Для нас интересно, что происходит с углеродом именно на суше, а конкретнее – в системе «атмосфера – растения – почва». Растения фиксируют углерод в форме СО2 из атмосферы. В ходе жизнедеятельности растений он частично аккумулируется в виде биомассы растений, частично возвращается в атмосферу, а частично попадает в почву с растительными остатками и в ходе дыхания корней. Растительные остатки преобразуются почвенными микроорганизмами до более устойчивых органических соединений, часть углерода вновь выводится в атмосферу и почву в форме СО2. Следующей ступенью преобразований является почвенный гумус, который является относительно устойчивым и консервируется в почве на некоторое время.

**Слайд 3.** На данном слайде приводится схема всех потоков и резервуаров углерода в биосфере. Количественно оценено содержание углерода в различных резервуарах. Как мы можем видеть, содержание углерода в почве значительно превышает его содержание в растительности, атмосфере и наиболее активных в отношении обмена поверхностных слоях мирового океана. Это означает, что почва играет огромную роль в глобальном цикле углерода.

**Слайд 4.** В начале доклада я упоминал некие «устойчивые признаки», в виде которых почва хранит информацию о произошедших с ней изменениях. Одними из таких признаков, формирующихся в ходе преобразований углерода в почве, является почвенный гумус и вторичные карбонаты, которым и посвящен данный доклад. На данной схеме показано, какое место они занимают среди всех производных углерода в почве. Важным моментом является то, что гумус относится к т.н. органическому углероду, в то время как карбонаты представляют собой неорганические формы.

**Слайд 5.** Несколько слов о том, почему эти компоненты называются стабильными. Дело в том, что углерод в составе различных соединений имеет так называемое характерное время пребывания в почве, т.е. временной промежуток от поступления углерода в почву до его выведения. Для органических остатков он составляет от 1 до 50 лет, а вот для стабильных форм гумуса он уже может составлять до 1000 лет. Неорганические формы углерода (т.е. карбонаты) задерживаются в почвах на более долгий срок (от сотен до тысяч и иногда даже первых десятков тысяч лет).

**Слайд 6.** На данном слайде показано, в каких частях почвенного профиля наиболее активны процессы накопления различных форм углерода. В основной массе, органический углерод накапливается в верхней части профиля, куда попадают растительные остатки. Скопления неорганического углерода в виде карбонатов обнаруживаются глубже, т.к. именно здесь происходит соединение выделяемого корнями растений СО2 и ионов Са из почвообразующих пород.

**Слайд 7.** И, хотя, на первый взгляд кажется, что неорганические и органические формы углерода довольно легко разделить в почве, в действительности все обстоит гораздо сложнее. Примерно так выглядит почва под микроскопом. В одной ее небольшой частице зачастую смешано все от воды и воздуха в поровом пространстве, глинистых и органических частиц, скрепляющих почвенный минеральный скелет.

**Слайд 8.** В каких же условиях формируются карбонатные и бескарбонатные почвы (см. информацию на слайде)?

**Слайд 9.** Отсюда в масштабе земного шара мы можем наблюдать накопление органического углерода преимущественно в пределах умеренных широт северного полушария с их относительно влажным климатом. Особое место в аккумуляции органического углерода, как видно из слайда, занимают разного рода болотные почвы. В Байкальском регионе резервуаром органических форм углерода служат почвы таежных ландшафтов и гидроморфные почвы.

 **Слайд 10.** В то же время, неорганический углерод аккумулируется преимущественно в почвах аридных условий (т.е. пустыни, полупустыни, сухие степи). В пределах Байкальского региона неорганический углерод в основном концентрируется в почвах степных и лесостепных ландшафтов. В случае с лесостепями, эти значения могут быть значительно выше, т.к. глубина залегания аккумулятивно-карбонатного горизонта обычно находится здесь за пределами первого метра почвенного профиля.

**Слайд 11.** Итак, мы знаем, что понимание динамики углерода в почвах принципиально важно для познания отклика почв и экосистем на изменения климата. Как же мы можем эту динамику оценить? Одним из способов является анализ состава стабильных изотопов углерода различных почвенных компонентов.

Напомню, что изотопы – это разновидности атомов химического элемента, имеющие одинаковое число протонов, но разное число нейтронов в ядре. Отсюда, химические свойства изотопов сходны, а физические – различны.

Так, различие изотопов в массе приводит к тому, что в ходе таких процессов как испарение, конденсация, диффузия происходит фракционирование изотопов – т.е. их разделение на легкие и тяжелые. На слайде приведен пример фракционирования. Мы видим, что при испарении воды наблюдается утяжеление ее изотопного состава, т.к. легкие изотопы кислорода улетучиваются с паром, тяжелые же более статичны. Именно благодаря явлению фракционирования стабильные изотопы можно использовать в качестве индикатора движения вещества и энергии.

Результаты изотопных измерений выражаются величиной δ, представляющей отклонение состава стабильных изотопов в анализируемом образце от такового в стандарте. За стандарт принимается природное соединение, сохранившее неизменным отношение изотопов исследуемого элемента с ранних стадий формирования Земли. Например, для углерода стандартом служат ростры меловых белемнитов.

Для стандарта δ равна 0, при выражении данных для других веществ знак «-» указывает на то, что исследуемый образец обеднен тяжелым изотопом по сравнению со стандартом, знак «+» отражает обогащение образца тяжелым изотопом.

**Слайд 12.** Большинство вариаций изотопного состава, наблюдаемых в биосфере, являются результатом фракционирования изотопов углерода при фотосинтезе. Растительность является основным источником почвенного углерода, и определяет изотопный состав органического вещества. Они практически равны по своим значениям. Таким образом, зная последний, мы можем реконструировать состав растительности, сформировавшей почвенный гумус и экологические условия ее произрастания.

Кроме этого, мы можем реконструировать условия формирования почвенных карбонатов, т.к. их изотопный состав также тесно связан с растительностью, только не с изотопным составом биомассы, а с изотопным составом СО2, выделяемого корнями. В данном случае существует изотопное равновесие между составом органического вещества и карбонатов, основанное на изменении состава СО2 при диффузии в почву и последующей кристаллизации СО2 в составе кальцита. Как мы видим из схемы при прочих равных изотопный состав углерода почвенных карбонатов в ходе этих процессов становится тяжелее изотопного состава углерода почвенного органического вещества на 14-16 ‰.

**Слайд 13.** Предлагаю в первую очередь поговорить о карбонатах и о том, какими путями они оказываются в почвах. Они могут попадать в почву извне, т.е. при перемещении продуктов выветривания горных пород различными геологическими агентами (эоловые, склоновые процессы), с атмосферными осадками, грунтовыми водами. В случае же формирования почв на карбонатных породах именно они будут основным источником поступления карбонатов в вышележащие горизонты почв. Как один из источников карбонатов рассматривается растительная биомасса, но доля таких поступлений колеблется в пределах первых процентов.

**Слайд 14.** При благоприятных гидротермических условиях карбонаты имеют тенденцию накапливаться на определенных глубинах и аккумулятивно-карбонатный горизонт, первоначально имевший вид отдельных новообразований со временем превращается в плотную кору, которая значительно влияет на дальнейшие процессы формирования почв. В западной литературе выделяют различные фазы аккумуляции карбонатов, они приводятся на слайде.

**Слайд 15.** В зависимости от гидротермических условий, а также активности биоты поступившие в почву карбонаты или полностью вымываются из профиля, или подвергаются локальному восходящему или нисходящему перемещению. Основными физико-химическими факторами, влияющими на динамику карбонатов в почвах, являются концентрация почвенных растворов, температура, парциальное давление СО2. Эти и связанные с ними факторы определяют строение, состав и локализацию карбонатов в почвенном профиле.

**Слайд 16.** В целом, динамика карбонатов в почве описывается следующим уравнением.

**Слайд 17.** Итак, в зависимости от сочетания факторов почвообразования в почвах формируются различные формы карбонатных новообразований, т.е. морфологически отличающихся от вмещающей почвенной массы скоплений карбонатных минералов.

Ниже на примере встреченных нами в почвах Байкальского региона форм я приведу основные из них. Здесь представлено строение карбонатных ризолитов в эоловых песках, представляющих собой своеобразные чехлы вокруг древесных и кустарниковых корней.

**Слайд 18.** За счет жизнедеятельности корней и корнеобитающих микроорганизмов происходит перераспределение карбонатов во вмещающих отложениях и последующая их перекристаллизация в ризосфере. Здесь приводится элементный состав новообразований.

**Слайд 19.** Уплотненные или рыхлые скопления кальцита округлой или вытянутой формы, т.н. белоглазка. Здесь приводится ее положение в профиле погребенных черноземов и строение.

**Слайд 20.** Данные о вещественном и минеральном составе. Формируются эти новообразования при испарительной концентрации карбонатов в различных почвенных пустотах.

**Слайд 21.** Плотные округлые образования или нодули и их микростроение.

**Слайд 22.** Формируются они при длительной цементации вмещающих отложений кальцитом, сопровождающейся многократной перекристаллизацией карбонатного вещества.

**Слайд 23.** Карбонатные жилки, формирующиеся по корневым ходам. В отличие от ризолитов они, как правило, приурочены к корням травянистой растительности. Формируются при выпадении карбонатов из растворов, целиком заполняющих поры, при высокой концентрации и скорости кристаллизации. Сопутствующим процессом является заполнение отмерших корневых клеток кальцитом с формированием псевдоморфоз по корневым остаткам.

**Слайд 24.** Карбонатные кутаны – новообразования, характеризующиеся микроскопической слоистостью и формирующиеся в ходе последовательной кристаллизации карбонатов из тонких пленок влаги на нижних поверхностях грубообломочных и гравийно-галечниковых включений.

**Слайд 25.** Здесь представлены различные формы кристаллизации кальцита в микрослоях кутан. Интерпретация морфологии кристаллов кальцита в сочетании с другими данными помогает понять условия формирования новообразований и вмещающих их почв.

**Слайд 26.** Приводится элементный состав кутан.

**Слайд 27.** Часто такие новообразования формируются в течение тысяч лет. На протяжении их формирования условия среды могут многократно меняться, что находит свое отражение в составе и строении их микрослоев. Исследуя их различными методами, мы получаем возможность восстановить динамику условий почвообразования на протяжении длительных временных промежутков.

**Слайд 28.** Какие выделяются методы исследования карбонатов? Здесь приведены методы, которые мы использовали в своей работе, они делятся на методы непосредственного изучения карбонатов и методы исследования вмещающих их почв. Эти две группы включают морфологические (исследования на разных уровнях организации) и различные физико-химические методы (исследования элементного, минерального, изотопного состава).

**Слайд 29.** Приведена территория исследования, включающая в себя Верхнее Приангарье, Приольхонье, межгорные котловины Селенгинского среднегорья и Онон-Аргунские степи.

**Слайд 30.** Одной из основных задач наших исследований было выявление особенностей вертикального профиля распределения карбонатов в почвах Байкальского региона.

Они характеризуются существенным количеством карбонатов. В лесостепных почвах Прибайкалья среднее содержание CaCO3 составляет 20-30 %, в то время как в степных почвах Селенгинского среднегорья оно еще выше (в среднем 35-45 %).

С чем может быть связана аккумуляция такого количества карбонатов? Обзор динамики природных условий на протяжении позднего плейстоцена-голоцена говорит о колебаниях увлажнения, обуславливавших расширение лесных ландшафтов во влажные фазы и расширение ареалов степи в сухие. Основным ландшафтным фоном все же была тайга. Т.е. никаких аридных условий благоприятных для формирования столь выраженных аккумуляций карбонатов не предполагается.

Авторы, работавшие ранее в Забайкалье [Ногина, 1965; Волковинцер, 1978] предполагали, что рассматриваемые почвы обязаны столь высоким количеством карбонатов привносу продуктов выветривания карбонатсодержащих пород с окружающих горных хребтов в котловины, а не их инситному накоплению. Однако для этой территории это пока в большей мере гипотеза, т.к. очень сложное геологическое строение Забайкалья требует локального масштаба исследований для выявления таких зависимостей, но указанные работы были несколько иного масштаба и это не было их целью.

**Слайд 31.** В более явном виде литологическая природа происхождения значительного количества карбонатов прослеживается в лесостепных почвах Прибайкалья. Здесь на большей части территории они формируются на продуктах выветривания бескарбонатных пород юрского возраста. Закономерно, что и карбонаты в профиле таких почв отсутствуют.

Хорошо выраженные аккумуляции карбонатов и высокое их содержание в мелкоземе наблюдается только в почвах, формирующихся в пределах речных долин, и, чаще всего, на высоких речных террасах. Здесь развит покров лессовидных склоновых отложений, являющихся продуктами выветривания и переотложения доломитов и известняков кембрия. Такая неоднородность в распределении карбонатов наблюдается и в почвах Приольхонья. Здесь, несмотря на засушливость климата, карбонаты обнаруживаются лишь в почвах, формирующихся на продуктах выветривания мраморов.

Таким образом, для Прибайкалья можно утверждать, что значительное содержание карбонатов в почвах связано не с их накоплением *in situ*, а с влиянием литологического фактора.

**Слайд 30.** Дальнейшая миграция карбонатов, их выщелачивание в ходе почвообразования сформировало наблюдаемый карбонатный профиль и аккумуляции вторичных карбонатов в исследуемых почвах.

Аккумулятивно-карбонатные горизонты почв Прибайкалья имеют резкую верхнюю границу, совпадающую с уровнем вскипания от HCl и залегающую на глубине 70–100 см от дневной поверхности. В среднем мощность горизонта аккумуляции карбонатов составляет 50 см. Верхний пик содержания карбонатов обычно максимален. Ниже профиль карбонатов также имеет несколько пиков меньшей величины.

Одним из основных отличий карбонатного профиля почв Селенгинского среднегорья от такового в Прибайкалье является меньшая глубина залегания карбонатов (40-60 см). Содержание карбонатов в почвах Селенгинского среднегорья заметно выше. Это хорошо согласуется с меньшим количеством выпадающих здесь атмосферных осадков. Мощность горизонта аккумуляции карбонатов в почвах Селенгинского среднегорья совпадает с таковой в Прибайкалье – 50 см.

Как отмечалось в начале доклада, распределение карбонатов в профиле почв подчиняется определенным факторам. И наиболее выраженная зависимость наблюдается от среднегодового количества осадков. Она прослеживается на обширном фактическом материале для почв широкого спектра физико-географических условий и приведена в правой части слайда. Это прямая зависимость – при увеличении количества осадков глубина залегания карбонатов увеличивается.

Согласно данной зависимости, в лесостепных почвах Прибайкалья при нынешнем уровне атмосферного увлажнения в 350-400 мм, глубина горизонта BCA должна соответствовать 30-50 см от дневной поверхности. Фактически же верхняя граница аккумулятивно-карбонатного горизонта залегает на глубине 70-100 см, что соответствует осадкам в 450-520 мм. Такое глубокое выщелачивание карбонатов может быть связано с большим увлажнением в прошлом.

Подобное наблюдается и в степных почвах Забайкалья, где верхняя граница BCA находится на глубине 40-60 см, что теоретически соответствует среднегодовым осадкам в 370-400 мм. В то же время современный их уровень далек от этой величины и составляет около 200-300 мм/год. При данном количестве осадков карбонаты должны аккумулироваться в верхних 20-25 см почвенного профиля.

Такое несоответствие глубины залегания максимального скопления карбонатов и современного уровня атмосферного увлажнения может служить одним из подтверждений реликтовой природы карбонатного профиля исследуемых почв.

**Слайд 32.** Теперь рассмотрим другую важную составляющую карбонатного профиля почв, а именно новообразования. Из схемы видно, что они локализуются в пределах аккумулятивно-карбонатных горизонтов современных и погребенных почв каргинского (MIS-3) времени и голоцена. Исключение составляют жилки, часто локализующиеся и за пределами аккумулятивно-карбонатных горизонтов почв, что может объясняться более активным перераспределением карбонатов в профиле в пределах корневой системы растительности.

В профиле исследуемых почв неразвита миграционная зона, преобладают устойчивые форм карбонатных новообразований и отсутствуют формы миграционные. Отмечается довольно высокая стадия развития карбонатного профиля (II–II+, сплошные карбонатные кутаны на гальках и щебне, вмещающий мелкозем осветлен из-за карбонатов и содержит от 10 до 25% CaCO3)). Перечисленные особенности также могут говорить об относительной древности и консервативности карбонатного профиля.

**Слайд 33.** Радиоуглеродное датирование карбонатных аккумуляций также может указывать на значительный возраст карбонатного профиля. Возраст наиболее молодых слоев кутан I, IV и V групп оценивается как среднеголоценовый (от 4,6 тыс. кал. л.н. до 3,3 тыс. кал. л.н.). И это не говоря о тех, что имеют каргинский возраст. Карбонатная цементация ризолитов также довольно древняя.

Учитывая сказанное, мы полагаем, что карбонатный профиль почв Забайкалья и Прибайкалья – это реликтовое образование. Наиболее вероятно, что он был сформирован в результате нисходящей миграции и аккумуляции карбонатов в более влажные периоды голоцена и верхнего плейстоцена и не испытывает существенных изменений при современных климатических условиях.

Стабильности карбонатного профиля при современных условиях способствует и периодически-промывной тип водного режима исследуемых почв. Влагооборот захватывает преимущественно верхний метр почвенной толщи, а наиболее активно лишь верхние пол-метра. Нижележащие горизонты характеризуются практически полным отсутствием циркуляции влаги, в частности, и из-за их позднего оттаивания и низких температур.

**Слайд 34.** На данном слайде представлен изотопный состав углерода карбонатов в почвах Прибайкалья и Забайкалья (отмечены пунктиром) и его соотношение с изотопным составом углерода органического вещества вмещающих почв. Кроме этого, здесь сопоставляется изотопный состав кислорода новообразований и изотопный состав кислорода атмосферных осадков (более темная линия – Прибайкалье, более светлая - Забайкалье). Анализ этих значений позволяет установить условия формирования карбонатов.

Как мы говорили выше, для почвенных карбонатов, основным источником углерода в которых является СО2, выделяемый корнями растений, существует изотопное равновесие, когда значения δ13С карбонатов на 14–16 ‰ тяжелее, чем состав стабильных изотопов органического вещества почв. Это вызвано фракционированием изотопов при диффузии СО2 и кристаллизации кальцита (схема).

 Области такого изотопного равновесия выделены прямоугольниками. Практически все наблюдаемые значения δ13С для карбонатов тяжелее, т.е. смещены влево по отношению к этим областям. С чем это может быть связано?

Часто подобные явления интерпретируются с точки зрения динамики растительных сообществ в прошлом, например, увеличения доли С4-растений на каких-то этапах в составе фитоценозов. Они имеют более тяжелый изотопный состав углерода, что отражается и на карбонатах. Но, как мы помним, это растения жарких и аридных условий и нахождение их в наших широтах в верхнем плейстоцене-голоцене маловероятно.

Здесь больше подходит другое объяснение. Из-за малой плотности растительного покрова и малой интенсивности почвенного дыхания, атмосферный СО2 поступает в почву. Он обогащен тяжелым 13C по сравнению с почвенным CO2, что вызывает обогащение 13С формирующихся в почве карбонатов. Это явление может наблюдаться в неблагоприятных экологических условиях, например при засушливости климата и низких температурах.

В данном случае значения δ13С почвенных карбонатов не могут являться прямым индикатором изотопного состава биологического источника СО2 (и состава растительных сообществ), а служат своеобразным почвенным барометром, отражающим интенсивность почвенного дыхания и концентрацию СО2 в почве.

Карбонатные новообразования почв Забайкалья характеризуются облегченным составом стабильных изотопов углерода. Полученные для них значения δ13С приближаются к области изотопного равновесия с почвенным СО2. Это может указывать на более высокие скорости почвенного дыхания на протяжении формирования новообразований и, возможно, различную сезонность формирования новообразований в степных почвах Забайкалья и лесостепных почвах Прибайкалья. Такая точка зрения может быть проверена путем анализа состава стабильных изотопов кислорода новообразований.

В Прибайкалье значения δ18O атмосферных осадков составляют в среднем ‒11 ‰. Для территории Забайкалья эти значения составляют –10 ‰. Состав стабильных изотопов кислорода новообразований в степных почвах Забайкалья тяжелее изотопного состава кислорода атмосферных осадков. В то же время состав стабильных изотопов кислорода в большинстве новообразований из лесостепных почв Прибайкалья существенно облегчен по сравнению с таковым в атмосферных осадках.

Различные значения δ18O и δ13C свидетельствуют о том, что формирование новообразований в почвах Забайкалья и Прибайкалья происходит в различных условиях. Изотопный состав кислорода почвенной воды практически не изменяется в ходе транспирации. Однако, испарение вызывает существенное обогащение остаточной влаги тяжелым 18О. В то же время, замерзание воды ведет к остаточной аккумуляции легкого 16О.

Таким образом, новообразования почв Забайкалья, которые имеют более высокие значения δ18O должны были формироваться в условиях большего влияния испарительного механизма, в то время как новообразования в Прибайкалье формировались преимущественно в ходе промерзания почвенных растворов. Изотопный состав кислорода контролировался атмосферными осадками и фракционированием кислорода в ходе промерзания. Это вело к обеднению изотопного состава новообразований по отношению к атмосферным осадкам.

Учитывая сказанное, а также принимая во внимание природные условия территории исследования, мы можем предполагать, что формирование педогенных карбонатов в степных почвах Забайкалья было приурочено в основном к летнему сезону, когда почвы были наиболее прогреты, растения активно поглощали почвенную влагу и выделяли большое количество диоксида углерода. Это согласуется с более высокими температурами вегетационного периода в Забайкалье и большей аридностью данной территории.

С другой стороны осаждение карбонатов в почвах лесостепи Прибайкалья происходило при дегазации почвенных растворов на протяжении циклов периодического промерзания-протаивания почв, динамического повышения и снижения биологической активности почв, смен фаз насыщения почвы талыми и дождевыми водами и ее последующего промерзания. Такие условия могут наблюдаться здесь в весенне-осеннее время. Талые и дождевые воды растворяли первичные (литогенные) карбонаты, содержащиеся в отложениях, которые переносились вниз по профилю и затем кристаллизовались в ходе промерзания почвы. В этих условиях атмосферный СО2 оказывал значительное влияние на изотопный состав углерода карбонатов; изотопный состав кислорода карбонатов контролировался фракционированием при замерзании почвенной воды.

**Слайд 35.** Всего нами было выделено 4 стадии активного формирования карбонатов в почвах. Самая древняя из них – вторая половина каргинского термохрона (24.1–23.3 и ~ 34.0–35.0 тыс. л.н.), следующая охватывает теплые фазы позднеледниковья и длится до среднего голоцена (12.9–4.6 тыс. л.н.) и третья приурочена к среднему голоцену (3,6 – 3,3 тыс. л.н.).

Новообразования среднего голоцена формировались в два этапа. Холодные, влажные условия, существовавшие во время первой стадии их формирования (3,6 тыс. л.н.), сменяются засушливыми условиями 3,3 тыс. л.н. Такая смена фиксируется по прекращению иллювиирования в аккумулятивно-карбонатный горизонт железа и гумуса, росту насыщенности растворов СаСО3, изменению состава стабильных изотопов углерода и кислорода и подтверждается данными региональных палеоклиматических исследований.

 Следующая группа новообразований начинает формироваться в относительно кратковременную стадию потепления климата позднеледниковья 12,9 тыс. л.н. Климат в Восточной Сибири на протяжении позднеледниковья оценивается как холодный и сухой. Преобладающие ландшафты так называемые «мамонтовые степи», которые характеризовались довольно плодородными почвами, богатыми карбонатами. Практически двухкратное увеличение количества атмосферных осадков в течение теплых фаз, коррелирующих с бёллингом и аллерёдом привело к интенсивному выщелачиванию растворимых компонентов из почв, в частности, карбонатов. Это в частности отразилось и на химическом составе донных отложений озера Байкал, формировавшихся в это время. Логично предположить, что подобное перераспределение карбонатов в почвах было точкой отсчета в формировании карбонатных новообразований описываемой группы.

Из основных черт их формирования также выделяются относительно низкие температуры, малая продуктивность биоценозов, при этом примеси различных органических компонентов свидетельствуют о повышенной влажности, связанной, возможно, с таянием мерзлоты.

Формирование этой группы новообразований прекратилось около 4,6 тыс. кал. л.н. Примечательно то, что эта дата практически полностью совпадает с возрастом наиболее молодых слоев новообразований в степных почвах на междуречье Онона и Аргуни и северо-востока Сибири. Вероятно, что формирование новообразований в степных почвах Забайкалья завершилось на этапе резкого похолодания и аридизации, который отмечается в различных регионах Евразии 4,5-4,6 тыс. кал. л.н. Наиболее вероятно, что после описанной климатической фазы перераспределение карбонатов в почвах Забайкалья уже не происходило или происходило с существенно ограниченной интенсивностью, т.к. большая часть карбонатов была выщелочена из верхних горизонтов почв.

И, наконец, формирование новообразований каргинского термохрона сопоставимо с двумя региональными стадиями почвообразования (верхне- и нижнеосинская), с ростом количества диатомовых в донных отложениях озер и утяжелением их изотопно-кислородного состава 36-32 тыс. кал. л.н. и на протяжении МИС-2. Эти стадии коррелируются с кратковременными интервалами роста среднегодовых температур воздуха в Северном полушарии.

Отмечаются заметно более низкие скорости роста этих древних новообразований в отличие от голоценовых (0,6 мм/100 лет против 2 мм/100 лет, соответственно). Микроморфологические данные и анализ условий залегания голоценовых и МИС-3 почв, показывают, что каргинские почвы формировались в относительно холодных и влажных климатических условиях в пределах низких речных террас. Некоторые исследователи рассматривают почвы МИС-3 как почвы лесного ряда, формировавшиеся в более влажных по сравнению с современным климатом Прибайкалья условиях. В то же время, голоценовые почвы формируются уже в условиях преобладания лесостепных ландшафтов на покровных склоновых отложениях высоких речных террас. Таким образом, мы можем предполагать более высокую увлажненность каргинских почв и, соответственно, более влажные условия каргинского термохрона на исследуемой территории. Это предположение подтверждается морфологией и составом карбонатных кутан. Каргинские новообразования в наибольшей степени обогащены органическим веществом, которое активно проникало в аккумулятивно-карбонатный горизонт в ходе иллювиально-гумусового процесса.

Состав стабильных изотопов углерода и кислорода каргинских и голоценовых кутан довольно близок, несмотря на их формирование различных ландшафтно-климатических условиях. Учитывая то, что изотопный состав карбонатов обусловлен значительным влиянием атмосферного СО2 в условиях малопродуктивного почвенного дыхания, это дает основание предполагать, что условия почвообразования как в каргинское время, так и в среднем голоцене были близки с точки зрения температурного режима почв, а именно относительно низких температур и длительного сезонного промерзания почв.

**Слайд 36.** Теперь обратимся к анализу изотопного состава гумуса. Стабильная форма почвенного органического вещества или гумус формируется путем преобразования поступающих в почву растительных остатков. В зависимости от ландшафтно-климатических условий они преобразуются в разной степени, формируя разные типы гумуса.

**Слайд 37.** Он практически полностью наследует изотопный состав растений, из которых формируется. Отмечается небольшое фракционирование в ходе разложения.

**Слайд 38.** Такое утяжеление с глубиной в почвах может достигать 4-5 ‰. Здесь показано как это проявляется в современных почвах Байкальского региона.

**Слайд 39.** Утяжеление изотопного состава углерода наблюдается и в древних почвах. Наиболее изотопно-тяжелое органическое вещество характерно для почв каргинского термохрона. В целом диапазон значений δ13С колеблется от -27 до -22 ‰.

**Слайд 40.** На основании полученных данных мы можем сделать вывод о формировании органического вещества исследуемых почв из биомассы С3-растительности и преобладании здесь как минимум на протяжении последних 40 тыс. лет резко континентального климата с близкими к отрицательным среднегодовыми температурами и относительно высокой влажностью.

**Слайд 41.** Фракционирование изотопов углерода в ходе С3-фотосинтеза зависит от различных факторов окружающей среды, среди которых количество осадков и температура являются наиболее значимыми. Понижение значений δ13C у С3-растений обычно происходит в относительно влажных условиях. При иссушении климата наблюдается утяжеление изотопного состава углерода. Данная зависимость показана на слайде.

**Слайд 42.** На слайде мы можем видеть выраженную тенденцию облегчения состава стабильных изотопов углерода органического вещества в направлении от относительно сухих степных почв Приольхонья и Селенгинского среднегорья к лесостепным почвам Верхнего Приангарья, с его более влажными условиями, и, далее, к таежным почвам. Этот тренд является ярким примером проявления зависимости значений δ13С органического вещества почв от влагообеспеченности почв.

**Слайд 43.** Тесная зависимость изотопного состава углерода почв от влажности дает возможность восстановить количество осадков вегетационного периода для различных временных промежутков. Китайскими исследователями обнаружена корреляция между количеством атмосферных осадков теплого периода и значениями δ13С органического вещества почв на северо-востоке Китая и Монголии.

**Слайд 44.** На слайде представлены реконструированные нами значения осадков теплого периода в Байкальском регионе за последние 40 тыс. лет. В целом изотопный состав углерода современных почв хорошо отражает нынешний уровень увлажнения.

В отношении отдаленных временных отрезков отмечается постепенная аридизация климата начиная с позднеледниковья с максимально сухими условиями в среднем голоцене, после чего в позднем голоцене уровень увлажнения возрастает. Тенденция к постепенному снижению влажности также наблюдается и на протяжении каргинского времени. Климат был наиболее влажным в раннекаргинское время. В районе 36-31 тыс. лет назад увлажненность снижается и сопоставима с современным уровнем. В финале каргинского времени, влажность опускается ниже современного уровня.

Здесь же мы можем видеть, что по сравнению со средним голоценом уровень увлажнения в каргинское время был выше. Это является подтверждением вывода о климатических различиях этих временных интервалов, сделанных ранее на основании исследования карбонатных новообразований.

**Слайд 45.** Спасибо за внимание!