

## РЕЗКИЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ПРОШЛОМ И ИХ СВЯЗЬ С РЕЖИМАМИ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

*Е.А. Аверьянова, А.Б. Полонский*

Институт природно-технических систем,  
РФ, 299011, г. Севастополь, ул. Ленина, 28; *eisal@mail.ru, apolonsky5@mail.ru*

**Реферат.** Работа носит обзорный характер и посвящена анализу причин резких климатических изменений, происходивших в последние ~120 тыс. лет до настоящего времени (до н.в.). В обзоре систематизируются сведения о связи резких климатических изменений (осцилляций Дансгора-Эшгера, событий Хайнриха, Поздний Дриас, события 8.2 тыс. лет до н. в. и др.) с режимом меридиональной циркуляции в Атлантическом океане. Приводятся многочисленные подтверждения реализации различных циркуляционных режимов в прошлом. Ослабление меридиональной циркуляционной ячейки могло проходить по двум сценариям: 1) опреснение Северной Атлантики из-за резкой разгрузки пресных вод ледникового озера Агассис, как это имело место в Позднем Дриасе или при событии 8.2 тыс. лет до н. в.; 2) опреснение, связанное с событиями Хайнриха, т. е. с катастрофической айсберговой разгрузкой.

**Ключевые слова.** Меридиональная циркуляция, Атлантический океан, события Хайнриха, осцилляции Дансгора-Эшгера, Поздний Дриас, максимум последнего оледенения, североатлантическая глубинная водная масса, антарктическая придонная водная масса.

## ABRUPT CLIMATE CHANGES IN THE PAST AND THEIR RELATION TO ATLANTIC MERIDIONAL OVERTURNING CIRCULATION MODES

*E.A. Averyanova, A.B. Polonsky*

Institute of Natural and Technical Systems,  
28, Lenina street, Sevastopol, 299011, Russia; *eisal@mail.ru, apolonsky5@mail.ru*

**Summary.** This paper is a review aimed at the analysis of causes of abrupt climate changes over the last ~120 thousands years. In the review, we present systematized information about the relationships of abrupt climate change events (such as Dansgaard-Oeschger oscillation, Heinrich events, Younger Dryas, 8.2-kyears event) with the modes of Atlantic meridional overturning circulation (AMOC). Numerous evidences of existence of different AMOC modes in the past are presented. Weakening of the meridional circulation cell could take place under two scenarios: 1) North Atlantic freshening due to abrupt discharge of fresh water glacial lake Agassiz, as it took place in the Younger Dryas or at 8.2-

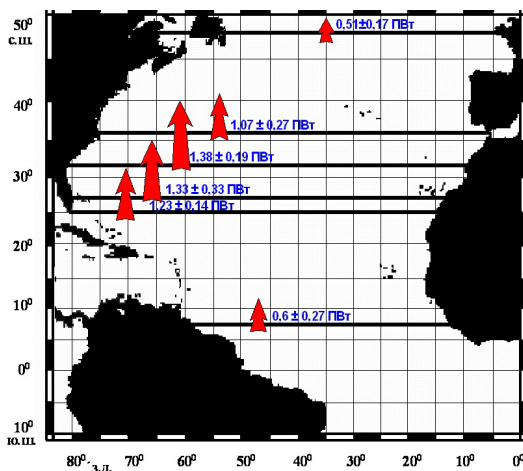
kyears event; 2) North Atlantic freshening associated with Heinrich events, i.e., catastrophic iceberg discharge events.

**Keywords.** Meridional overturning circulation, Atlantic ocean, Heinrich events, Dansgaard-Oeschger oscillation, Younger Dryas, Last Glacial Maximum, North Atlantic deep water, Antarctic bottom water.

### Общие сведения о термохалинной циркуляции и ее влиянии на климат

Значительное влияние океана на климат обусловлено несколькими причинами, в частности, его способностью аккумулировать и переносить тепло в меридиональном направлении. За счет большей теплоемкости по сравнению с атмосферой и окружающими его континентами океан медленно нагревается и медленно охлаждается, что уменьшает амплитуду сезонных колебаний гидрометеорологических параметров (Лаппо и др., 1997). Вместе с тем, Мировой океан обеспечивает существенную долю интегрального меридионального переноса тепла (МПТ) в системе океан – атмосфера, особенно в низких широтах. В приэкваториальных широтах эта доля достигает  $\sim 2/3$  общего интегрального МПТ (Trenberth, Caron, 2001). Это приводит к сглаживанию межширотных климатических контрастов.

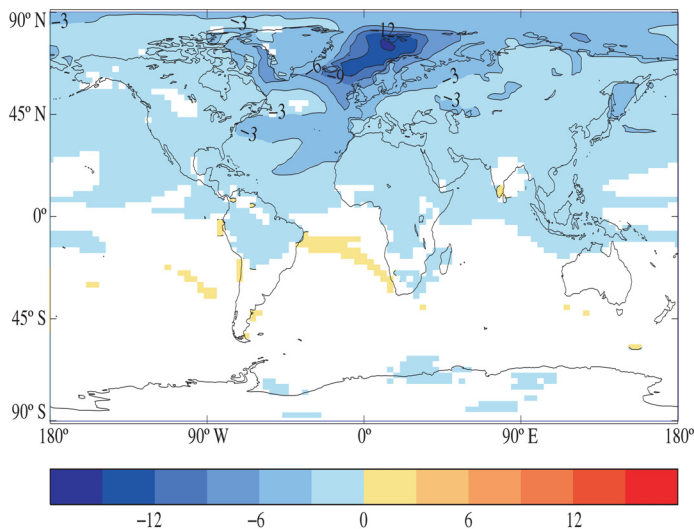
Представленные на рис. 1 оценки океанического МПТ в Северной Атлантике показывают, что в настоящее время в тропической и субтропической зонах Атлантического океана происходит перенос тепла к северу, величина которого составляет порядка 1 ПВт ( $1 \text{ ПВт} = 10^{15} \text{ Вт}$ ).



**Рисунок 1.** Средние за период 1957-1998 гг. меридиональные переносы тепла в северной части Атлантического океана и их среднеквадратические вариации (Полонский, Крашенинникова, 2007)

Ключевым механизмом, контролирующим МПТ, является меридиональная термохалинная циркуляция (ТХЦ). ТХЦ – это часть глобальной циркуляции, которая обусловлена глобальными меридиональными градиентами плотно-

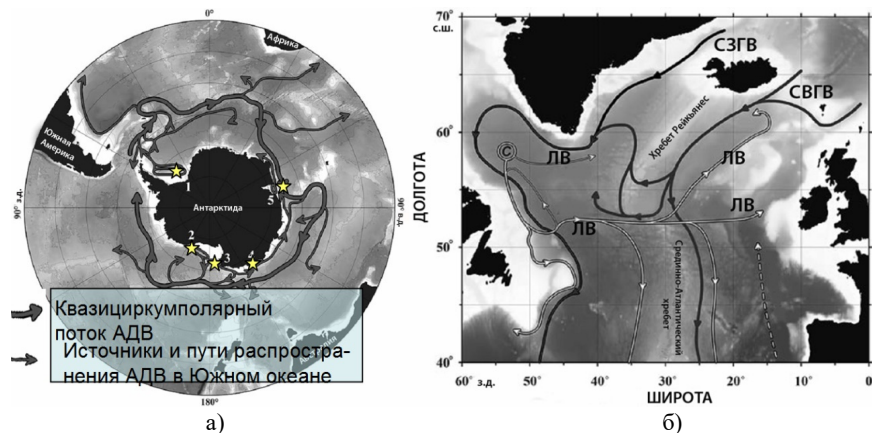
сти, создаваемыми потоками тепла и влаги на поверхности океана. В результате резких изменений интенсивности ТХЦ могут происходить катастрофические изменения климата. Результаты модельных экспериментов показывают, что в среднем по Северному полушарию температурный отклик на блокировку ТХЦ, возникающую за счет резких изменений гидрологического цикла (приводящих к быстрому опреснению поверхности субарктических регионов Северной Атлантики) составляет  $\sim 2^{\circ}\text{C}$  (Vellinga, Wood, 2008), а региональные изменения еще более значительны (рис. 2). Так, например, максимум похолодания приурочен к Арктическому региону, где падение температуры превышает  $12^{\circ}\text{C}$ . В Западной Европе в результате коллапса меридиональной циркуляционной ячейки возможно похолодание на  $3\text{--}5^{\circ}\text{C}$  в первое десятилетие, и на  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$  в третье десятилетие после коллапса. Кроме того, остановка ТХЦ может привести к снижению количества осадков над сушей в Северном полушарии, в среднем на  $6\text{ см/год}$ , а также к быстрому локальному изменению уровня моря - до  $25\text{--}50\text{ см}$  в северной части Атлантического океана. Изменения в количестве осадков и уровня моря могут существенно повлиять и на регионы за пределами Северной Атлантики (Wood et al., 2003; Vellinga, Wood, 2008).



**Рисунок 2.** Средний отклик поверхностной температуры воздуха на искусственную блокировку ТХЦ в модели HadCM3, усредненный за первое десятилетие после коллапса меридиональной циркуляционной ячейки (Wood et al., 2003).

Приведем сведения о меридиональной циркуляции (МЦ) в Атлантическом океане в различные климатические эпохи. Формирование ячейки МЦ при *современном климате* происходит следующим образом. Антарктическая придонная вода (АДВ) формируется в Южном океане в результате поверхностного охлаждения в польнях и осолонении при льдообразовании. Основные источники АДВ показаны на рис. За звездочками. В процессе ее образования участвуют Антарктическая шельфовая вода и глубинная вода Антарктического циркумполярного течения. АДВ распространяется на север в абиссальной зоне океана. Ско-

рость ее продукции составляет  $\sim 5 \div 10$  Св ( $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ ), из них в Атлантическом секторе  $2 \div 5$  Св (Orsi et al., 1999; Jacobs, 2004). В северной части Северной Атлантики формируется холодная и плотная Североатлантическая глубинная вода (САГВ). Она состоит из трех компонент (рис. 3б): Лабрадорская, северо-западная и северо-восточная глубинные водные массы (ЛВ, СЗГВ и СВГВ). ЛВ образуется в результате зимней конвекции в Лабрадорском море и в отдельные годы в море Ирмингера. СЗГВ и СВГВ образуются следующим образом: промежуточные воды Гренландского и Норвежского морей перетекают через пороги Фареро-Исландского хребта, Фареро-Шетландского и Датского проливов; далее они заглубляются при смешении с местными водами в бассейнах, располагающихся к югу от порогов. СЗГВ и СВГВ проникают до глубин 2.5–4 км. Скорость продукции САГВ в Северной Атлантике составляет  $18 \pm 5$  Св (Фалина, 2005; Talley et al., 2003). Она распространяется на юг в слое над АДВ. Поскольку скорость продукции САГВ превышает скорость продукции АДВ, в верхнем бароклинном слое формируется компенсационный перенос, направленный на север. Это и приводит к формированию кросс-экваториального океанического МПТ в Атлантическом океане, направленного на север.



**Рисунок 3.** а) Схема формирования и распространения АДВ в Южном океане. б) Схема формирования и распространения САГВ в Северной части Северной Атлантики (Mogozov et al., 2010).

*Звездочками отмечены районы формирования АДВ: 1- море Уэдделла; 2,3 - Восточная и западная части моря Росса; 4 - Земля Адели; 5 – Море Содружеств.*

Отметим отсутствие очага формирования глубинных водных масс в Северной части Тихого океана. Это объясняется тем, что разность между соленостью поверхностных вод в субполярных широтах Северной Атлантики и Северной части Тихого океана составляет  $\sim 2\text{--}3\%$ . В работе (Emile-Broecker et al., 2003) пониженная соленость высоких широтах Тихого океана объясняется слабым обменом между субполярным и субтропическим круговоротами, локальным преобладанием осадков над испарением в высоких широтах северной части Тихого океана благодаря переносу влаги, связанному с Азиатским муссоном. Вследствие пониженной солености поверх-

---

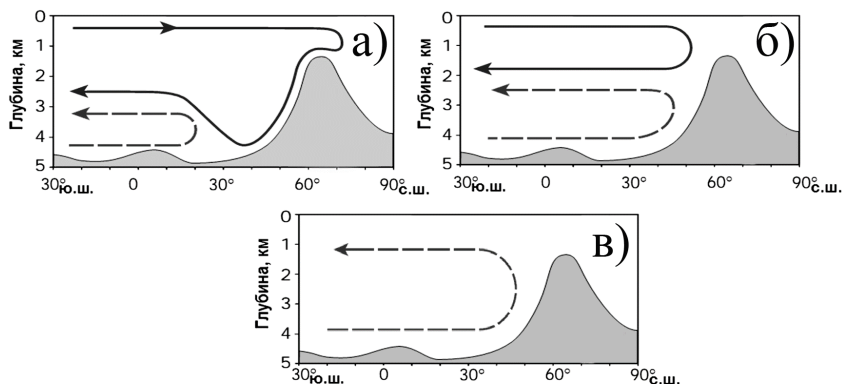
ностные воды Северной части Тихого океана, даже охлажденные до точки замерзания ( $-1.8^{\circ}\text{C}$ ), не проникают глубже нескольких сот метров (Broecker, 1991).

Кроме термохалинного механизма, описание которого приведено выше, в литературе предложены и другие механизмы, контролирующие ячейку МЦ в Атлантическом океане. Ряд авторов, например, (Munk, 1966; Munk, Wunsch 1998; Wunsch, Ferrari, 2004) полагают, что диапикническое перемешивание является основным механизмом, контролирующим плотностную стратификацию и определяющим интенсивность МЦ. Наиболее важными процессами, приводящими к перемешиванию, являются: 1) обрушение внутренних волн, генерируемых ветром, взаимодействием абиссальных приливных потоков или мезомасштабных вихрей с топографией (Garrett, St. Laurent, 2002; St. Laurent, Garrett, 2002; Wunsch, Ferrari, 2004); 2) двойная диффузия (Федоров, 1976). Некоторые авторы, например, (Toggweiler, Samuels, 1993, 1995, 1998) считают, что интенсивность ветрового апвеллинга в Южном океане также является одним из факторов, контролирующих МЦ. Вместе с тем, модельные исследования показывают, что при «выключении» ветрового форсинга в стандартной климатической модели ячейка МЦ в Атлантическом океане ослабевает, но качественно остается такой же (Rahmstorf, 2006). Отметим, что проблема взаимодействия термохалинной и ветровой циркуляции относится к классическим (и до конца не разрешенным) проблемам динамики океанических течений и активно обсуждается на протяжении многих десятилетий, начиная с середины 20 века (Линейкин, 1955; Stommel, 1957; Саркисян, 1966). Таким образом, вопрос о том, какой из перечисленных механизмов преобладает в реальном океане, требует дальнейших исследований (Rahmstorf, 2006; Полонский, 2010; Olsen, Buch, 2004). В настоящей работе основное внимание уделяется именно термохалинному механизму, т.к., по нашему мнению, он в большей степени отвечает за переключение между режимами МЦ.

Предположения о принципиальной возможности резкого изменения интенсивности ТХЦ в Атлантике высказывались еще более 100 лет назад (см. обзорную работу Weaver et al., 1999), но только в 1961 г. Стоммел в своей пионерской работе на основе анализа простой двухбоксовой модели показал возможность существования нескольких режимов ТХЦ в идеализированном океане (Stommel, 1961). Позднее возможность существования мультирежимов ТХЦ была подтверждена в рамках трехмерной океанической модели и совместной модели системы «океан-атмосфера» (Bryan, 1986; Manabe, Stouffer, 1988). Обычно переходы между режимами ТХЦ вызываются изменениями гидрологического цикла, приводящими к резким возмущениям вертикальной стратификации вод и интенсивности термохалинной конвекции (см., например, Полонский и др., 2014; Huang et al., 1992; Tziperman, 2000). Подтверждения идеи о мультирежимах ТХЦ получены в работах по палеоклиматической тематике. Имеются надежные свидетельства широтных сдвигов областей конвекции (Alley et al., 1999; Orpo et al., 1993) и уменьшения интен-

---

сивности или даже полного прекращения формирования САГВ в прошлом (Keigwin, Lehman, 1994; Elliot et al., 2002), приводящих к резким изменениям величины МПТ и сопутствующим изменениям климатической системы. Таким образом, показано, что кроме современного (или теплого режима) МЦ в Атлантическом океане за последние 115 тыс. лет реализовались холодный режим и режим Хайнриха (рис. 4).



**Рисунок 4.** Схематическое изображение трех основных режимов циркуляции в Северной Атлантике (Rahmstorf, 2002) а) – современный режим, б) – режим с мелкой циркуляционной ячейкой, в) – режим Хайнриха (off-режим), при котором отсутствует формирование САГВ. Пунктирной линией показано распространение АДВ, а сплошной – распространение САГВ.

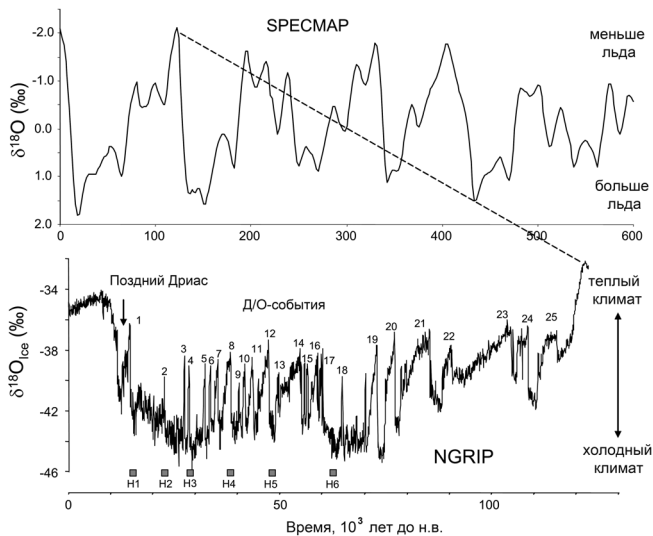
При холодном режиме регион формирования САГВ смещался по сравнению с современным и располагался южнее Гренландии в области субполярной Северной Атлантики. При этом САГВ не опускалась так глубоко, как при современном режиме, она проникала не глубже 1.5-2 км. Как следствие, формировалась мелкая циркуляционная ячейка. При режиме Хайнриха (или off-режиме, подробности см. в разделе «Типы резких климатических событий и их особенности») в результате попадания в океан обломочного асбергового материала и последующего резкого опреснения в Северной Атлантике продукция САГВ значительно уменьшалась или прекращалась совсем. Это приводило к значительному ослаблению, или полному коллапсу меридиональной циркуляционной ячейки. Абиссальные части Атлантического бассейна заполнялись глубинными водами Антарктического происхождения. Переход между различными циркуляционными режимами в литературе называют термохалинной катастрофой.

Идею множественности режимов ТХЦ и переходов между ними часто используют для объяснения резких климатических изменений, которые были характерны для нескольких последних циклов «оледенение (или гляциал) – межледниковье (межгляциал или климатический оптимум)». Под *резким* климатическим изменением при этом понимается устойчивый переход к другому типу климата, происходящий за временной интервал порядка десятков лет. Данная работа посвящена анализу механизмов таких изменений, относящихся, главным образом, к последнему (наиболее изученному) из таких

циклов. Он охватывает период ~120 тыс. лет до н.в. и включает Вюрсмское (Вислинское) оледенение и Голоцен. Далее остановимся на основных типах резких климатических изменений, происходивших в этот период.

### Типы резких климатических изменений их особенности

**Осцилляции Дансгора-Эшгера (Д/О-осцилляции или Д/О-колебания)** – возможно, наиболее частые и явно выраженные резкие климатические изменения, выделяемые в различных палеоклиматических рядах (рис. 5). По данным, восстановленным на основе анализа Гренландских ледовых кернов, Д/О-цикл начинается с резких потеплений, достигающих 5-10°C за несколько десятилетий. В литературе их называют Д/О-событиями или Д/О-интерстадиалами (Д/О-потеплениями) по фамилиям впервые описавших их авторов (Dansgaard et al., 1984; Oeschger et al. 1983). При типичных Д/О-событиях температура в Гренландии достигала  $16^{\circ}\text{C} \pm 2.5^{\circ}\text{C}$  (Masson-Delmotte et al., 2013). За Д/О-событиями следовали так называемые Д/О-стадиалы или Д/О-похолодания – периоды медленного снижения приземной температуры продолжительностью в несколько столетий.



**Рисунок 5.** Сравнение типичной изотопной записи климатических изменений в донных отложениях по данным SPECMAP (The Mapping Spectral Variability in Global Climate Project) и данных проекта NGRIP по относительному содержанию изотопа кислорода-18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в ледовых кернах, косвенно характеризующему температуру воздуха (Andersen et al., 2004). Набор данных глобального климатического проекта картографирования спектральной изменчивости SPECMAP (Imbrie et al., 1984) представляет собой композитный ряд, составленный из нормированных усредненных данных об изотопном составе кислорода планктонных фораминифер низких широт, он имеет разрешение, характерное для климатических временных рядов, полученных из морских донных отложений с меньшими, чем современные скоростями седиментации (менее 5–8 см/1000 лет). Данные NGRIP имеют высокое разрешение и охватывают последние 123 тыс. лет, они обнаруживают изменчивость на столетних и тысячелетних масштабах. На рисунке отмечено последнее резкое похолодание – Поздний Дриас, Д/О-события и события Хайнриха пронумерованы (1–25 и H1–H6, соответственно) (Clement, Peterson, 2008).

За последние 120 тыс. лет произошло 25 Д/О-событий, которые нумеруются последовательно от 1 до 25, и обозначаются как Д/О-N, где N-номер события. Некоторые Д/О-события имеют собственные названия, так, например, Д/О-1 в литературе часто называют Бёллингское потепление, а события Д/О-8 и Д/О-12 очень часто в литературе называют IS8 и IS12 (аббревиатура IS от термина «интерстадиал»). Д/О-события характерны не только для Гренландии. Они обнаружены по данным температуры поверхности океана (ТПО), восстановленной из соотношений ненасыщенных изомеров алкена в донных отложениях, взятых с Бермудского поднятия (Sachs, Lehman, 1999), по данным о насыщении кислородом донных вод в заливе Санта Барбара (Behl, Kennett, 1996), по результатам исследований отложений терригенных частиц в Аравийском море (Schulz et al., 1998), в температурных рядах, полученных из ледового керна Бирд (Западная Атлантика) (Blunier, Brook, 2001), в исследованиях изотопного состава углерода ( $^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $^{18}\text{O}$ ), отношения  $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$  в натечных формах пещер Западной Европы (Genty et al., 2003).

В работе (Bond et al., 1993) показано точное соответствие Д/О-событий, идентифицированных в рядах восстановленной по гренландским ледовым кернам температуры воздуха и в рядах ТПО, восстановленных по результатам анализа осадочных донных отложений в Северной Атлантике.

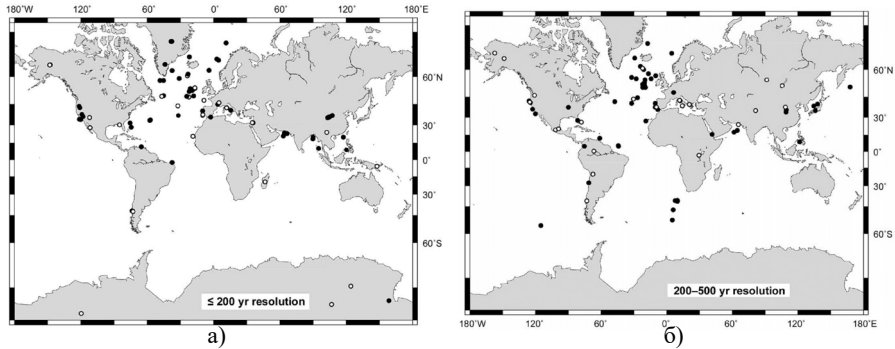
В (Jouzel et al., 2007) анализируются данные, полученные из ледовых кернов Восточной Антарктики. По этим данным за последние 800 тыс. лет выявлены климатические циклы, аналогичные Д/О-осцилляциям. Они находятся в противофазе с резкими изменениями климата в Северном полушарии. Это является одним из проявлений биполярных колебаний (когда похолодание в Южном полушарии сопровождается потеплением в Северном полушарии и наоборот). Наиболее полный обзор Д/О-событий дан в работе (Voelker, 2002). В ней представлены карты пространственного распределения палеоклиматических рядов (всего 183 точки) с различным разрешением для периода  $59 \pm 29$  тыс. лет до н.в., который в литературе называют третьей морской изотопной стадией (в англоязычной литературе Marine Isotope Stage 3 (MIS3)). На рис. 6 видна большая неоднородность пространственного распределения данных: наибольшая плотность – в Северной Атлантике, наименьшая – в Южном полушарии. Большая часть всех этих данных четко свидетельствует о наличии Д/О-событий, которые выявлены по всему земному шару, включая тропическую зону и Южное полушарие.

Отметим наличие альтернативной точки зрения. Так, например, в работе Вунша (Wunsch, 2006) высказывается гипотеза о том, что Д/О события не носят глобальный характер, а являются локальными. По мнению автора, они характерны для центральной Гренландии и являются следствием взаимодействия поля ветра с континентальным ледниковым щитом. И поэтому в дальнейших исследованиях Д/О-событий основное внимание должно уделяться взаимосвязи этих двух факторов.

Согласно общепринятой точке зрения, наибольшие амплитуды Д/О-событий отмечаются в Североатлантическом регионе и в Южном полушарии, а в осо-



бенности, в Южной Атлантике. Типичный период Д/О-цикла составляет около 1500 лет. Однако идентифицировано несколько Д/О-событий с периодами около 3000 и 4500 лет (Alley et al., 2001). Продолжительность холодной фазы 1500-летнего Д/О-цикла составляет около 600 лет, а амплитуда температурных изменений составляет «50–75% от полного диапазона между оледенением и межледниковьем» (Васильчук, 2009).



**Рисунок 6.** Пространственное распределение палеоклиматических записей (Voelker, 2002): а) – с разрешением порядка 200 лет (или с более высоким разрешением), что считается достаточным для выявления Д/О-событий; б) – с разрешением порядка 200–500 лет (или с более низким разрешением).

*Использовался следующий критерий: данные должны были содержать 7 или более точек за 1500-летний цикл (для разрешения порядка 200 лет) и 5-7 точек за каждый Д/О-цикл (для разрешения порядка 200–500 лет). Черными закрашенными кружками отмечены точки с четко выраженными Д/О-осцилляциями и незакрашенными – с отсутствующими или неявно выраженными Д/О-осцилляциями.*

Бонд с соавторами указали еще на одну важную особенность: наличие квазипериодических повторений из нескольких последовательных Д/О циклов. Каждый из них характеризуется отрицательным трендом температуры и заканчивается резким сдвигом от холодных условий к теплым (Bond et al., 1993).

Единого мнения по поводу механизмов генерации Д/О-циклов в научном сообществе нет. В литературе описаны различные механизмы возникновения Д/О-циклов, включая внутреннюю климатическую нестабильность в системе океан-морской лед, совместную изменчивость в системе океан - ледовые щиты, флуктуации в системе морской лед - шельфовые ледники, изменчивость солнечной активности (см. (Menviel et al., 2014) и ссылки в этой работе).

**События Хайнриха** – важнейший тип климатических событий, период которых варьирует в интервале от 5 до 10 тыс. лет (рис. 5). Эти события характеризуются отдельными специфическими слоями в донных отложениях Северной Атлантики (Heinrich, 1988). Толщина слоев Хайнриха различна в разных регионах: от сантиметров в Восточной Атлантике до нескольких метров в море Лабрадор. Осадочные отложения в них насыщены обломочным айсберговым материалом (ice rafted debris). Слои Хайнриха сформирова-

лись вследствие эпизодических массивных «выбросов» айсбергов, так называемых эпизодов катастрофической айсберговой разгрузки, в результате серджа (внезапного резкого увеличения скорости движения ледника) Лаврентийского ледового щита через Гудзонов пролив, при котором до 10% ледовых щитов «сползло» в океан (Bond et al., 1992; Andrews, 1998; Chappell, 2002). Причиной серджа могло стать достижение ледовым щитом критической массы, приводящее к нестабильности (в англоязычной литературе этот механизм называется *binge-purge oscillation*). При этом пусковым механизмом процесса могли стать даже небольшие возмущения (MacAyeal, 1993). Движение ледниковых щитов и последующая айсберговая разгрузка приводили к опреснению и увеличению уровня моря. Повышение уровня продолжалось несколько столетий (250 – 750 лет), а типичная величина изменения уровня составляла около 15 м. Исследование возможных пусковых механизмов, которые могут синхронизировать разгрузку ледовых щитов, является одним из важнейших вопросов, связанных с событиями Хайнриха. В литературе предложены и другие механизмы формирования слоев Хайнриха, например, разрушение шельфовых ледников (Hemming, 2004) или йокульхлейп ледниковых озер, располагавшихся в области Гудзонова залива (Johnson, Lauritzen, 1995) (йокульхлейп - резкий сброс больших объемов воды из подледных или приледниковых озёр, иногда он может быть спровоцирован извержением подледных вулканов).

Имеется взаимосвязь между Д/О-событиями и событиями Хайнриха. За каждым событием Хайнриха следует очень теплое Д/О-событие. Следующее Д/О-событие характеризуется тем, что после него происходит постепенное охлаждение, иногда на фоне еще нескольких Д/О-колебаний, заканчивающееся следующим событием Хайнриха (аналогом такого рода колебаний в голоцене являются циклы Бонда). Это объясняется постепенным увеличением Лаврентийского ледникового щита в период между событиями Хайнриха. Очевидно, что события Хайнриха всегда происходили во время холодных стадиялов, а не в теплую фазу Д/О-событий (Bond et al., 1992). Отметим, что в Гренландии стадиялы были в равной степени холодными и при наличии, и при отсутствии событий Хайнриха (Bond, Lotti, 1995).

Оценки величины возмущений гидрологического цикла во время событий Хайнриха, выполненные в ранних работах (MacAyeal, 1993; Alley, MacAyeal, 1994; Licciardi et al., 1999), показывают, что дополнительный приток пресных вод для типичного события Хайнриха составляет 0.07 – 0.1 Св. Хемминг провела оценки, основанные на анализе концентрации изотопов кислорода в Северной Атлантике, и пришла к выводу, что величина притока пресных вод зависит от длительности событий таяния льда, определяющей интенсивность перемешивания (Hemming, 2004). Ее оценки дают на порядок большую величину притока пресных вод (1 Св в течение года – для коротких событий Хайнриха, 0.15–0.3 Св в течение 500 лет – для продолжительных событий Хайнриха).

---

За последние 100 тыс. лет имело место 6 событий Хайнриха (Н1–Н6). Переход от последнего ледникового максимума или максимума последнего оледенения (МПО) (21–19 тыс лет до н.в.) к более теплomu климату был прерван событием Н1 (началось 17.5 тыс лет до н.в.), это событие соответствует первому стадиалу Хайнриха (19–14.64 тыс лет до н.в.), который в литературе также называют Древнейший Дриас или Ранний Дриас (в англоязычной литературе Oldest Dryas), после него начался переход к более теплым условиям – Бёллингскому потеплению, которое было прервано холодным периодом Древний Дриас или Средний Дриас (в англоязычной литературе Older Dryas), после которого продолжилось Аллерёдское потепление (Masson-Delmotte et al., 2013).

Последнее крупное глобальное климатическое изменение, выделяемое по палеоданным, – внезапное возвращение к около ледниковым температурам в высоких широтах Северной Атлантики в конце последнего ледникового периода (Поздний Дриас, 12.85–11.65 тыс. лет назад, в англоязычной литературе Younger Dryas, рис. 5) (Masson-Delmotte et al., 2013). Это событие отразилось и в интенсивности индийского муссона, и в изотопном составе покровно-жильных льдов Сибири, а также в донных Тихоокеанских отложениях (Кислов, 2016). В Антарктике на этой стадии усиливалось потепление. Название всех этих периодов – Дриас дано по названию холодоустойчивого растения дриада восьмилепестная (лат. *dryas octopetala*), о наличии которого в Позднем Дриасе свидетельствовали результаты палеоботанических и литостратиграфических исследований в озерах и болотах Дании и Швеции (см., например, (Björck, 2007) и ссылки в этой работе). Иногда Поздний Дриас называют нулевым событием Хайнриха (Н0). Поздний Дриас закончился резким потеплением – началом Голоцена. В Позднем Дриасе вода, образовавшаяся вследствие таяния Лаврентийского ледового щита в конце последнего ледникового периода, накапливалась в озере Агассис, и затем попала в Северную Атлантику (Broecker et al., 1989; Rahmstorf, 2002) через Великие Американские озера и бассейн реки Св. Лаврентия. Дополнительный приток пресной воды в Атлантику привнесли воды Балтийского ледникового озера, поступление которых в океан происходило в 2 этапа: перед началом Позднего Дриаса (12.8 тыс. лет назад) и в конце Позднего Дриаса 11.55 тыс. лет назад (Huttinen, 2012 и ссылки в этой работе).

В работах (Hughen et al., 1998; Wang et al., 2001; Shuman et al., 2002; Vacco et al., 2005) показано, что похолодание при Позднем Дриасе прослеживалось во всем Северном полушарии, но наиболее ярко оно было выражено в Северо-восточной Атлантике. Кроме того, это похолодание сопровождалось сдвигом внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) к югу и аномально засушливыми условиями в регионах Африки и Азии, характеризующимися муссонным климатом.

В работах (Firestone et al., 2007; Israde-Alcántara et al., 2012) высказана гипотеза о том, что причиной похолодания и вымирания мегафауны в Позднем Дриасе стало падение метеорита в центральной Мексике (в районе озера

---

Куицео) 12.9 тыс лет до н.в. В литературе эта гипотеза вызывает оживленные дискуссии и считается спорной (см., например, Dalton, 2007; Kerr, 2007; Pinter, Ishman, 2008; French, Koeberl, 2010; Kerr, 2010; Jones, 2013). Не во всех работах, авторы которых пытались воспроизвести результаты (Firestone et al., 2007; Israde-Alcántara et al., 2012), им это удалось (Surovell et al., 2009; Pinter et al., 2011). Полный обзор, посвященный критическому анализу этой гипотезы, дан в работах (Van Hoesel et al., 2014; Holliday et al., 2014).

Наиболее резко выраженное похолодание Голоцена, определяемое по Гренландским ледовым кернами, геологическим отложениям в тропических и умеренных широтах Северной Атлантики, – так называемое «событие 8.2 тыс. лет до н.в.» (в англ. литературе - 8.2 kiloyear event, или 8k event), – напрямую связано с изменениями интенсивности ТХЦ в Атлантическом океане. Предполагается, что пусковым механизмом похолодания был сток пресных вод из ледникового озера Агассис и пульсации потока соли в Северной Атлантике, возникающие за счет разрушений Лаврентийского ледникового щита. Они привели к ослаблению ТХЦ, следствием которого стало уменьшение температуры в Северном полушарии (Barber et al. 1999). Интенсивность похолодания в этот период примерно в два раза меньше, чем во время Позднего Дриаса (Keigwin, Boyle, 2000).

### **Изменения меридиональной океанической циркуляции в Атлантике в связи с резкими и квазипериодическими климатическими изменениями**

Брокер с соавторами одним из первых высказал гипотезу о возможности реализации отличных от современного режимов ТХЦ в прошлом, связанных с переходами от теплых к холодным климатическим условиям (Broecker et al., 1985). Они показали, что изменения температуры на тысячелетних масштабах (колебания стадиал/интерстадиал) и на более длительных масштабах (колебания гляциал/интергляциал) связаны с изменением океанической циркуляции. Гипотеза Брокера нашла свое подтверждение в более поздних работах. В настоящем разделе мы кратко рассмотрим способы идентификации изменений МЦ в прошлом, на которых основаны эти работы.

Анализ состава донных отложений, кораллов, ледовых кернов может дать информацию об океанической циркуляции в прошлом. Восстановление временных рядов температуры или солёности океана возможно, например, по данным о популяции ископаемых видов планктона. ТПО можно определить по индексам ненасыщенности непредельных кетонов с сопряженными двойными связями (алкенонов). Алкеноны и соответствующие им алкеноаты являются результатом жизнедеятельности отдельных видов гапнофитовых водорослей, обитающих в верхнем фотическом слое. Методика основана на том, что различные гидрологические условия влияют на скорость роста и размножения водорослей, а, следовательно, и на содержание алкенонов (Herbert, 2003).

Температуру и соленость вод в прошлом можно восстановить по изотопному составу кислорода, содержащегося в кораллах и раковинах фораминифер (см., например, Mix et al., 2001; Adkins et al., 2002; Corrège, 2007). Часто используется такой параметр как относительное содержание изотопа кислорода  $18\delta^{18}\text{O}$ , поскольку «многие фораминиферы накапливают  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  в равновесии с окружающей водой» (Тейс, Найдин, 1973). В работе (De Vernal, 1994) предложен метод определения палеосолености поверхности океана по цистам динофитовых водорослей. Палеотемпературу также можно восстановить по отношениям трассеров (Sr/Ca, U/Ca, Mg/Ca) в кораллах или в кальците раковин планктонных и бентосных фораминифер. «Фораминиферы - простейшие одноклеточные животные размером от 20 - 50 до 1000 мкм. Фораминиферы наиболее многочисленная в осадках и хорошо изученная группа представителей микрофауны. Раковины фораминифер состоят из различных веществ: либо уплотненный поверхностный слой протоплазмы, либо хитино-подобная корка, или липкий цемент, склеивающий частицы грунта (агглютинирующие формы), или известковый (кальцитовый или магнезиально-кальцитовый) скелет. Хитиновые и агглютинирующие формы обитают на дне, а известковые живут как на дне, так и в поверхностных водах» (Каплин, Янина, 2010).

Отметим, что информацию о скоростях объемного переноса вод получить значительно труднее, чем данные о гидрологических характеристиках. Непрямые свидетельства изменения скоростей вентиляции вод можно получить по изотопам углерода и по кадмию (Cd), т.к. его концентрация связана с концентрацией биогенов. Воды, которые длительное время (десятилетия и более) находились вблизи поверхности, обеднены биогенами и другими химическими веществами, в том числе кадмием, содержание которого изменяется в соответствии с содержанием биогенов. Кроме того, эти воды обеднены  $^{12}\text{C}$ , и обогащены  $^{13}\text{C}$ , поскольку эти изотопы углерода используются преимущественно для роста растений и, в конечном счете, попадают в глубинные слои океана с пеллетами и другими веществами. В приповерхностных водах  $^{14}\text{C}$  (радиоуглерод) находится в равновесии с атмосферой. Воды, которые в течение длительного времени (от столетий до нескольких тысяч лет) находились в глубинных слоях океана, аккумулируют Cd и  $^{12}\text{C}$  за счет растворения осаждающихся пеллет, а концентрация  $^{14}\text{C}$  в них уменьшается за счет его радиоактивного распада. Поэтому глубинные и донные воды северо- и южно-атлантического происхождения имеют характерные соотношения  $^{12}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ , Cd и других трассеров (Alley, 2007).

Измеренные в осадочных породах отношения  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  используют в качестве косвенных показателей интенсивности МЦ (McManus et al., 2004; Lippold et al., 2009; Gherardi et al., 2005; Negre et al., 2010).  $^{231}\text{Pa}$  и  $^{230}\text{Th}$  – результаты радиоактивного распада  $^{235}\text{U}$  и  $^{234}\text{U}$  соответственно.  $^{231}\text{Pa}$  и  $^{230}\text{Th}$  по-разному адсорбируются на частицах: период пребывания  $^{230}\text{Th}$  в толще воды составляет 20-40 лет, а  $^{231}\text{Pa}$  – 100-200 лет. Пусть  $^{231}\text{Pa}$  и  $^{230}\text{Th}$  одновременно поступают в Северную Атлантику. Вследствие того, что время пребы-

вания глубинных вод в Северной Атлантике и время пребывания  $^{231}\text{Pa}$  в толще воде одного порядка между собой, МЦ экспортирует значительную часть  $^{231}\text{Pa}$ . В то же время, почти весь  $^{230}\text{Th}$ , аккумулированный в Северной Атлантике, осаждается здесь же. При переходе от более интенсивной ячейки МЦ в Атлантике (состояния с обедненным содержанием  $^{231}\text{Pa}$ ) к менее интенсивному режиму МЦ, время пребывания вод в Северной Атлантике увеличивается и происходит сдвиг в соотношении  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  (Alley, 2007).

Отдельные трудности, связанные с использованием изотопных индикаторов для описания океанической циркуляции, обсуждаются в (LeGrand, Wunsch, 1995). Показано, например, что идентифицировать изменения океанической циркуляции, связанные с МПО, проще, чем вызванные колебаниями «стадиал–интерстадиал».

Гранулометрический метод (основанный на анализе размеров частиц в донных отложениях) дает возможности определить скорости локальных придонных течений (Bianchi, McCave, 1999).

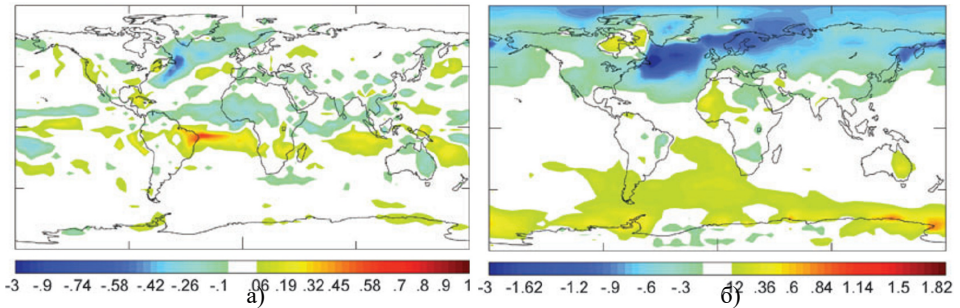
Данные об остаточной намагниченности донных осадков могут быть использованы для определения эффективности переноса магнитных частиц глубинными водами (Kissel et al., 1999).

В качестве консервативного трассера глубинных вод также применяют отношение между изотопами неодима (Nd). В зависимости от величины  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  можно определить, какими водами (североатлантического или антарктического происхождения) были заполнены абиссальные и глубинные слои океана. Величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  определяется свойствами континентальных источников растворенного Nd и распадом самария ( $^{147}_{62}\text{Sm} \rightarrow ^{143}_{60}\text{Nd} + ^4_2\text{He}$ ,  $T_{1/2} = 106 \cdot 10^9$  лет). Соотношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в водных массах зависит от свойств источников Nd по пути следования водных масс (Piotrowski et al., 2005).

Несмотря на то, что в литературе широко обсуждается интерпретация и погрешности каждого типа данных и в некоторых случаях прокси-данные могут давать противоречивые результаты, достаточно ясная (на определенном количественном уровне) картина режимов циркуляции в прошлом может быть восстановлена. Рассмотрим результаты наиболее интересных работ по этой тематике, подтверждающих гипотезу Брокера о множественности циркуляционных режимов в прошлом.

МЦ в период Голоцена обсуждается, например, в работах (Keigwin, Boyle, 2000; Wanner et al., 2015; Kleiven et al., 2008). Изменчивость МЦ при Голоцене гораздо меньше, чем во время стадиалов и оледенений. Наиболее сильные изменения МЦ в Голоцене соответствуют событию 8.2 тыс. лет до н.в. Авторы работы (Kleiven et al., 2008) сопоставили данные различных индикаторов (изотопный состав углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) в фораминиферах, данные по намагниченности и магнитной восприимчивости, размерам частиц, химическим трассерам (K, Si,  $\text{CaCO}_3$ ) в колонке донных осадков в море Лабрадор) и пришли к выводу, что в Голоцене наибольшая аномалия в химическом составе донных вод и скорости нижней ветви МЦ в Атлантике началась

8.38 тыс. лет до н.в. одновременно с катастрофическим стоком вод озера Агассис. В результате аномально большого пресноводного стока в Северной Атлантике замедлилась нижняя ветвь ячейки МЦ, в течение ~100 лет нижняя ветвь САГВ не заглублялась ниже 3440 м, а граница между САГВ и АДВ располагалась ближе к поверхности, чем при современном климате (Kleiven et al., 2008). Структуры аномалий ТПО и осадков при событии 8.2 тыс. лет приведены на рис. 7. Считается, что структура этих аномалий сходна со структурой аномалий при Позднем Дриасе, однако в последнем случае они были больше по амплитуде и более устойчивы во времени (Alley, 2007).



**Рисунок 7.** Результаты модельных экспериментов: осредненный отклик на гипотетическую аномалию стока пресной воды в Северную Атлантику при событии 8,2 тыс. лет назад: а) изменения в осадках, мм/день; б) – изменения в ТПО, °С (Alley, 2007).

*Проведено 5 экспериментов с заданными возмущениями пресноводного стока  $+2,5 \pm 5$  Св за  $0,5 \pm 1$  год. В среднем по ансамблю получено уменьшение интенсивности МЦ на 40%. Использована модель The NASA Goddard Institute for Space Studies (GISS) Model E (LeGrande et al., 2006; Alley, Agustsdottir, 2005). Рисунок – собственность Национальной академии наук США (The National Academy of Sciences of the United States of America).*

Опубликовано множество работ, в которых показано, что большая часть описанных выше резких климатических изменений связана именно с режимными сдвигами ТХЦ (Alley et al. 1997; Alley, Agustsdottir, 2005; Wiersma, Renssen, 2006 и др.). Приведем свидетельства изменений циркуляционного режима в периоды, предшествующие Голоцену. В (McCave et al., 1995) по гранулометрическим данным в глубинных ядрах донных отложений в северо-восточной части Атлантики ( $50\text{--}60^\circ$  с.ш.,  $15\text{--}25^\circ$  з.д., на глубинах 1100–4045 м) оценена скорость глубинных течений, связанных с интенсивностью МЦ. Обнаружено, что менее интенсивные течения соответствуют холодным периодам: МПО, событию Хайнриха Н1, Позднему Дриасу. Полученная при этом интенсификация промежуточного потока, указывает на обмеление САГВ в периоды уменьшения ТПО.

К похожему выводу пришел в своей работе Кейгвин (Keigwin, 2004). На основе анализа изотопного состава углерода ( $\delta^{14}\text{C}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ) в бентосных и планктонных фораминиферах из колонок донных отложений в западной части субтропической зоны Северной Атлантики автор проследил положение границы между глубинными водами Североатлантического происхождения и донными водами Антарктического происхождения. Он обнаружил, что во время МПО и

при Позднем Дриасе эта граница располагалась ближе к поверхности, чем при современном климате. Им сделан вывод о схожести режимов циркуляции при Позднем Дриасе и в течение МПО.

Идея о том, что приток пресной воды в высоких широтах Северной Атлантики может служить потенциальным триггером (пусковым механизмом) изменений интенсивности ТХЦ основана на реконструкции событий Позднего Дриаса. В частности, обнаружено отклонение на восток потока вод из Ледникового озера Агассис и их попадание в Северную Атлантику через систему Великие Американские озера – р. Св. Лаврентия в начале Позднего Дриаса, например, (Clark et al., 2001; Teller et al., 2002). Измерения отношений  $\Delta\text{Mg}/\text{Ca}$ ,  $\text{U}/\text{Ca}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в планктонных форамениферах, полученных из отложений в устье р. Св. Лаврентия (Carlson et al., 2007), подтверждают, что в начале Позднего Дриаса траектория движения пресных вод пролегла из западной Канады через р. Св. Лаврентия. Авторы получили начальное увеличение притока вод на  $0.06 \pm 0.02$  Св и максимальный дополнительный расход пресных вод в  $0.12 \pm 0.02$  Св.

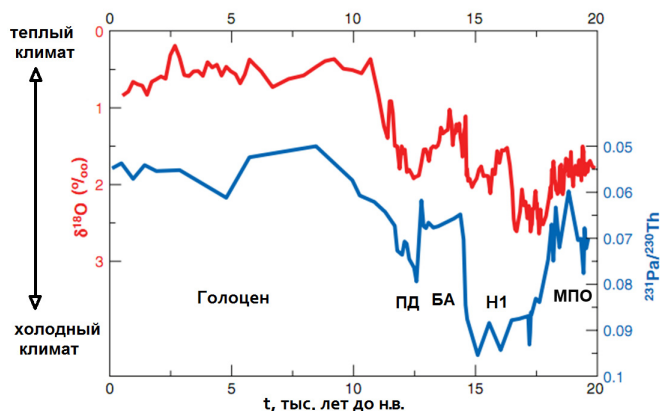
При похолодании во время Позднего Дриаса содержание  $\delta^{13}\text{C}$  и величина отношения  $\text{Cd}/\text{Ca}$  в данных, полученных при анализе панцирей бентосных фораминифер, позволяет предположить, что более «старая» и более богатая питательными веществами (биогенами) водная масса Антарктического происхождения заменила САГВ (Boyle, Keigwin, 1987; Keigwin et al., 1991; Marchitto et al., 1998). Этот вывод подтверждается гранулометрическими измерениями в сортируемой илистой фракции в нескольких колонках донных отложений, взятых в Северной Атлантике (McCave et al., 1995; Manighetti, McCave, 1995). Результаты этих работ свидетельствуют об ослаблении глубинных течений, обусловленном более низкими скоростями продукции САГВ.

Анализ соотношений  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в донных осадках Северной Атлантики подтверждает наличие изменений интенсивности МЦ, совпадающих с резкими климатическими событиями в этом регионе, проявляющимися на тысячелетних масштабах (рис. 8). Используя отношение  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в осадках из активной зоны вблизи Бермудского поднятия МакМанус и соавторы показали, что во время айсберговой разгрузки при событии Хайнриха Н1 произошел практически полный коллапс ТХЦ, а при Позднем Дриасе интенсивность МЦ значительно уменьшилась (McManus et al., 2004). В работе (Gherardi et al., 2005) по отношению  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в колонке донных осадков, взятой на границе шельфа вблизи Пиренейского полуострова (Iberian margin), обнаружены аналогичные изменения в интенсивности ТХЦ за последние 20 тыс. лет, которые хорошо согласуются с результатами работы (McManus et al., 2004).

Скиннер и Шеклтон (Skinner, Shackleton, 2004) сравнили радиоуглеродный возраст раковин бентосных и планктонных фораминифер из ядра глубинных вод в Северо-восточной Атлантике и провели перекрестную датировку записей Гренландских ледниковых кернов с учетом предположения о синхронности охлаждения в Гренландских ледниковых кернах и в поверхностных водах. Кроме того, они оценили температуру, углеродный и кислородный изотопный



состав глубинных вод. В результате этого анализа обнаружены явные свидетельства уменьшения вентиляции глубинных вод во время МПО и Позднего Дриаса, и увеличение вентиляции во время Бёллингского и Аллерёдского потеплений. Это согласуется с идеей о переменном доминировании источников САГВ и АДВ. Авторы статьи предполагают, что изменения в содержании радиоуглерода в глубинных водах на северо-востоке Атлантического океана, соответствующие переходу от гляциала к межгляциалу, происходят согласованно с противоположными изменениями в содержании радиоуглерода в атмосфере и синхронно с флуктуациями температуры в Гренландии. Это однозначно подразумевает изменения в режиме океанической циркуляции при этом переходе.



**Рисунок 8.** Соотношение  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в донных осадках (синяя кривая) и скользящее среднее содержания  $\delta^{18}\text{O}$  в бентосных фораминиферах, как индикатор ТПО (красная кривая). ПД—Поздний Дриас, БА—Бёллингское и Аллерёдское потепления, Н1 – событие Хайнриха I (17.5 тыс. лет назад), МПО – максимум последнего оледенения. По (Alley, 2007).

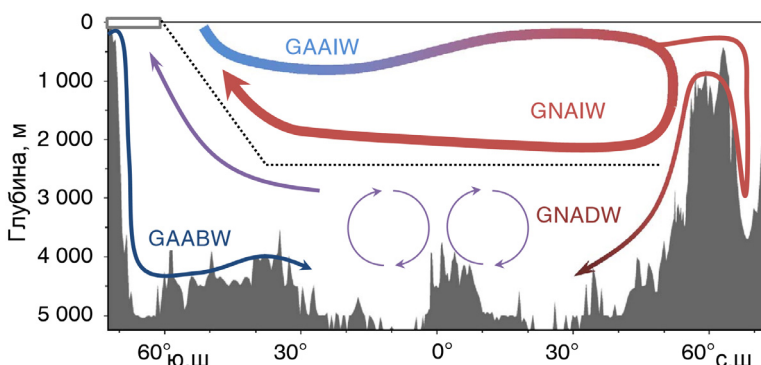
На основе датировки по нуклидам семейства урана и радиоуглероду в глубоководных кораллах, бентосных и планктонных фораминиферах из донных отложений в абиссальных частях западной части Северной Атлантики Робинсон с соавторами показали наличие резких переходов между обогащенными  $^{14}\text{C}$  и обедненными  $^{14}\text{C}$  водами в последние 30 тыс лет. Обогащенные углеродом ( $^{14}\text{C}$ ) воды североатлантического происхождения в глубинных слоях присутствовали в теплые периоды, а в холодные периоды они заменялись обедненными  $^{14}\text{C}$  водами антарктического происхождения (Robinson et al., 2005).

Увеличение содержания биогенов в глубинных водах Северной Атлантики в период МПО, вероятно, является результатом замещения САГВ водами Антарктического происхождения (Curry, Oppo, 2005). Свидетельства отличий режима МЦ в период МПО от современного можно также найти в работах (Duplessy et al., 1988; Marchal, Curry, 2008). Анализ распределений Cd и  $\delta^{13}\text{C}$  в Западной Атлантике показывают ряд различий между современным климатом и МПО: несмотря на то, что в большей части этого региона значения  $\delta^{13}\text{C}$  при современном климате и во время МПО близки, однако диапазон их изме-

нении при МПО был больше. При этом в области САГВ эти величины были больше, а в области АДВ меньше, чем современные. Основное ядро зоны с высокими значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и низкими величинами Cd располагалось на 1000 м ближе к поверхности, чем сейчас, и западная часть Атлантического океана на глубине до  $\sim 2$  км была заполнена водами южноатлантического происхождения – АДВ (Orpo, Curry, 2012). Данные радиоуглеродного анализа показывают, что глубинные воды в тот период имели больший возраст (Keigwin, Schlegel, 2002), и это согласуется с данными по Cd и  $\delta^{13}\text{C}$ , в соответствие с которыми доля САГВ в глубинных слоях уменьшалась за счет замещения их АДВ. Данные по  $\delta^{13}\text{C}$  в восточной части Атлантики показывают, что граница между АДВ и САГВ располагалась ближе к поверхности, чем в Западной Атлантике (Sarnthein et al., 1994; Lynch-Steiglitz et al., 2007). В литературе описаны и другие различия между западной и восточной частью Северной Атлантики. Так, например, авторы работы (Broecker, Barker, 2007) показали, что заметные различия продукции глубинных вод во время Н1-события в колонках донных отложений, исследуемых в работе (Gherardi et al., 2005), произошли на 1000 лет позже, чем изменения, обнаруженные в работе (McManus et al., 2004). Таким образом, можно говорить о различиях в изменении скоростей продукции глубинных вод между северо-восточным и северо-западным бассейнами Атлантического океана при переходах между режимами с мелкой и глубокой циркуляционными ячейками, возможной причиной которых являются локальные эффекты.

В работе (Negre et al., 2010) на основе исследования градиентов соотношения  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  между северной и южной частями Атлантики, авторы пришли к выводу об изменении направления движения вод в глубинном слое в период МПО.

В работе (Howe et al., 2016) авторы предлагают схему циркуляции в Атлантике в период МПО с мелкой циркуляционной ячейкой (рис. 9). Их результаты показывают наличие продукции глубинных вод североатлантического происхождения, и соответственно меньшее распространение АДВ в абиссальных слоях, чем предполагалось в более ранних работах.



**Рисунок 9.** Циркуляционная ячейка в Атлантическом океане в период максимума последнего оледенения.

*GNADW – САГВ, GAAIW – Антарктическая промежуточная водная масса, GNAIW – Североатлантическая промежуточная водная масса (Howe et al., 2016).*

---

Интересную серию работ представили Линч-Стиглиц с соавт. В работе (Lynch-Stieglitz et al., 1999) по изотопному составу кислорода бентосных фораминифер был восстановлен объемный перенос Гольфстрима. Изотопный состав фораминифер также является хорошим показателем плотности водной массы. Поскольку интенсивность Гольфстрима регулируется не только ветровым, но и термохалинным механизмом, уменьшение объемного переноса Гольфстрима в период МПО согласуется с уменьшением интенсивности МЦ.

Отметим, что данные, использованные в работе (Lynch-Stieglitz et al., 1999), не обладают достаточным временным разрешением для выявления особенностей циркуляции Позднего Дриаса и других резких климатических событий. Но результаты этой работы доказывают факт уменьшения интенсивности ТХЦ в период ослабления МЦ, идентифицированный по изотопному составу углерода и другим химическим трассерам. В следующей работе (Lynch-Stieglitz, Curry, 2003) представлены результаты с более высоким временным разрешением, свидетельствующие о снижении объемного переноса Гольфстрима через Флоридский пролив во время Позднего Дриаса.

В работе (Elliot et al., 2002) показано, что колебания тысячелетнего масштаба в последнем гляциале связаны с изменчивостью скорости формирования глубинных вод в Северной Атлантике. Причем интенсивные события Хайнриха обусловлены значительным уменьшением скорости формирования САГВ в Северной Атлантике, а обеднение вод  $\delta^{13}\text{C}$  в этот период связано с заполнением абиссальных слоев водами Антарктического происхождения. Однако в этой работе не обнаружена связь холодных стадиялов между событиями Хайнриха с ослаблениями ячейки МЦ.

В работе (Lippold et al., 2009) на основании данных о величине  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в донных отложениях, взятых с Бермудского поднятия и количества биогенного опала (его основной источник – диатомовые водоросли) в слоях Хайнриха авторы пришли к выводу о значительном ослаблении меридиональной циркуляционной ячейки при событии Н1. Интерпретировать данные по  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  для событий Хайнриха Н2 и Н3 таким же образом, авторы не рекомендуют, т.к. поток биогенного опала в эти периоды увеличивался, а со-отношение  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  очень чувствительно к его содержанию, поскольку биогенный опал способствует осаждению  $^{231}\text{Pa}$ , благодаря большому сродству с этим элементом. Несмотря на эти недостатки, наблюдение согласованных изменений этих трассеров ( $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ) очень важно, т.к. они подтверждают синхронные изменения меридиональной ячейки в различных частях океана.

В работе (Lynch-Stieglitz et al., 2014) в результате анализа изотопного состава кислорода бентосных фораминифер из донных осадков в области Флоридского течения получено, что значительное ослабление ячейки СМЦА соответствовало событию Н1, Позднему Дриасу, а событиям Н2 и Н3 соответствовали меньшие изменения интенсивности циркуляции. Авторы работы объясняют это тем, что Н2 и Н3 относятся к наиболее холодной фазе гляциологического цикла. Циркуляция к этому времени уже успела измениться и пресный форсинг во время этих событий внес лишь небольшой дополнительный эффект.

---

В публикации (Bradt Miller et al., 2014) на основании данных о величине  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в донных отложениях Атлантики авторы делают вывод о том, что меридиональная циркуляционная ячейка в Атлантике в период стадиала Н1 значительно замедлялась, но полного коллапса циркуляционной ячейки не происходило.

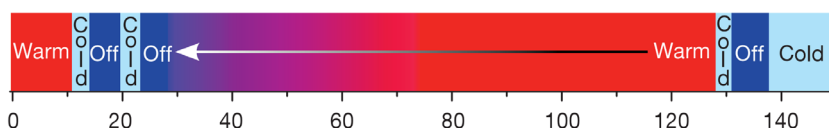
Свидетельства изменения структуры и интенсивности МЦ в более ранний период также представлены в литературе. Так, например, косвенные подтверждения таких изменений в Северной Атлантике в период MIS3 получены в работе (Kissel et al., 1999). Ее авторы сравнили данные об остаточной намагниченности колонок донных осадков, взятых в 7 точках, расположенных в Северной Атлантике между  $33^\circ$  с.ш. и  $67^\circ$  с.ш. на разных глубинах. Авторы полагают, что изменения магнитных свойств в разных колонках обусловлены изменениями эффективности переноса магнитных частиц глубинными течениями. Оказалось, что короткопериодные вариации магнитных свойств в колонках связаны с резкими климатическими изменениями. Получено ослабление интенсивности переноса частиц во время холодных стадиалов и событий Хайнриха.

Кейгвин и Бойль (Keigwin, Boyle, 1999) обнаружили, что каждое изменение типа стадиал/интерстадиал в Гренландских ледовых ядрах для периода MIS3 согласуется с изменениями ТПО на Бермудском поднятии, идентифицированными по изменению  $\delta^{18}\text{O}$  в панцирях планктонных фораминифер. Кроме того, они показали, что уменьшение содержания  $\delta^{13}\text{C}$  в бентосных фораминиферах при каждом стадиале соответствует сокращению продукции глубинной компоненты САГВ и уменьшению глубины залегания границы между САГВ и АДВ. Исследование изменчивости отношения Cd/Ca, соответствующей климатическому циклу «8-й интерстадиал (IS8)/стадиал», подтверждают такую интерпретацию.

В работе (Piotrowski et al., 2005) для реконструкции изменений циркуляции использовано отношение между изотопами неодима  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в колонках донных осадков, взятых в Капской котловине ( $40^\circ$  ю.ш.). Эти данные показывают изменения в пропорциях формирования САГВ и АДВ во время более длительных интерстадиалов MIS3 (Д/О-события 8, 12 и 14). Однако временное разрешение этих данных недостаточно, чтоб показать, устойчивы ли аналогичные изменения во время более коротких Д/О-событий.

В работе (Henry et al., 2016) использованы 2 типа независимых, хорошо датированных и имеющих высокое разрешение рядов соотношения  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в донных осадках и  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах ископаемых бентосных фораминифер в области Бермудского поднятия. Хенри с соавторами показали, что события Хайнриха периода MIS3, при которых большое количество обломочного айсбергового материала попадало в океан (Н4, Н5), характеризовались мелкой циркуляционной ячейкой и значительным ослаблением МЦ. Событие Н3 к таковым не относится, т.к. количество обломочного айсбергового материала, попадавшего при нем в океан, было гораздо меньше. В этот период изменения МЦ главным образом проявлялись в небольшом замедлении направленного на север поверхностного потока.

Хронология режимов МЦ за последние 140 тыс. лет, представленная в работе (Böhm et al., 2015), приведена на рис. 10. Она составлена на основе анализа данных по двум независимым химическим трассерам: отношении между изотопами неодима и  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  в донных осадках в Атлантике. Получено, что при событиях Хайнриха Н3–Н10 и в Позднем Дриасе опреснение Северной Атлантики приводило к временному уменьшению скорости формирования САГВ, но замещения САГВ Антарктическими донными водами, а также коллапса ТХЦ при этом не возникало. Периоды окончания последнего и предпоследнего оледенений характеризовались значительным ослаблением мощности источника САГВ (с переходом к off-режиму). События Хайнриха (Н1, Н2 и Н11), которые на хронологической оси находятся рядом с максимума оледенения, приводили к катастрофическому переходу в off-режим. Авторы считают, что это связано с критическим объемом континентального и морского льда (соответствующему уровню моря примерно на 80-100 м ниже современного), при котором события Хайнриха могут привести к коллапсу МЦ.



**Рисунок 10.** Хронология режимов МЦ за последние 140 тыс лет, представленная авторами работы (Böhm et al., 2015).

*По горизонтальной оси отложено время, тыс. лет до н.в., Warm – теплый режим, Cold – холодный режим, Off – режим Хайнриха.*

В работе (Gottchalk et al., 2015) показано, что практически каждое Д/О - событие сопровождается быстрым проникновением САГВ в глубинные слои Южной Атлантики. На основании этих результатов и результатов моделирования авторами работы (Menviel et al., 2014) сделан вывод о том, что климатическая изменчивость типа стадиал-интерстадиал связана со значительными изменениями МЦ в Атлантике.

Необходимо вместе с тем отметить, что опубликованы работы, в которых аргументируется принципиально другая точка зрения по обсуждаемой проблеме. Так, например, в работе (Barker et al., 2015) авторы анализируют начало периодов похолодания ТПО в Северной Атлантике и эпизодов катастрофической айсберговой разгрузки и делают вывод о том, что холодные условия стадиалов возникали раньше, чем эти эпизоды. По мнению Баркера с соавторами это доказывает, что айсберговая разгрузка не является причиной похолоданий. Тем не менее, в этой работе отмечено, что положительная обратная связь за счет таяния айсбергового материала и дальнейшего опреснения Северной Атлантики способствует увеличению продолжительности соответствующих стадиалов. Однако Баркер и соавторы не считают ее главной причиной похолодания.

В работе (Wunsch, 2010) вообще утверждается, что достоверные прямые доказательства наличия глобальной термохалинной циркуляционной ячейки

---

в Мировом океане описанного выше вида, отсутствуют. Многочисленные свидетельства резкого изменения интенсивности ТХЦ, в том числе, приведенные в настоящем обзоре, не являются, по мнению автора, надежными. Более того, в приведенной работе высказывается недвусмысленное предположение о том, что во многих случаях результаты анализа палеоданных подгоняются под заранее заданный ответ для скорейшего опубликования статей в рейтинговых журналах. Обсуждение последнего утверждения далеко выходит за рамки настоящего обзора. Что касается обсуждаемой схемы глобальной ТХЦ, то, как и всякая схема, она, конечно, не лишена некоторой идеализированности. Это, тем не менее, совсем не означает, что все работы этого направления принципиально неверны (см., например, обсуждение этой проблемы в работе Lozier, 2010 и комментариях к ней).

### **Заключение**

Таким образом, имеются достаточно надежные свидетельства неоднократного уменьшения интенсивности меридиональной циркуляционной ячейки или даже полного коллапса МЦ в прошлом, которые сопровождались уменьшением скорости продукции САГВ и заполнением абиссальных слоев Атлантики водами антарктического происхождения. Эти изменения приводили к резким изменениям величины меридионального переноса тепла в океане и сопутствующим возмущениям всей климатической системы. Ослабление циркуляционной ячейки могло проходить по двум сценариям: 1) опреснение Северной Атлантики из-за резкой разгрузки пресных вод ледникового озера Агассис, как это имело место в Позднем Дриасе или при событии 8,2 тыс. лет до н.в.; 2) опреснение, связанное с событиями Хайнриха, т.е., с катастрофической айсберговой разгрузкой. В настоящее время можно считать установленным факт резкого ослабления интенсивности меридиональной циркуляционной ячейки (или даже ее коллапса) при событии Н1, и, возможно, при Н2. Вероятнее всего, события Н4, Н5, Поздний Дриас, МПО характеризовались замедлением МЦ и формированием более мелкой циркуляционной ячейкой. По поводу событий Н3, Н6 в литературе ведутся дискуссии. В основной части работ отмечается, что им также соответствовало некоторое ослабление интенсивности ТХЦ и временное уменьшение скорости формирования САГВ. Что касается вопроса о связи Д/О событий с изменениями интенсивности ТХЦ, то он еще требует дальнейших исследований, хотя опубликовано значительное количество работ, в которых подтверждается связь Д/О колебаний с изменениями интенсивности глубинной океанической циркуляции.

### **Список литературы**

Васильчук А.К. 2009. Палинология и хронология повторно-жильных льдов.– Дис. д-ра географических наук. – М., 362 с.

---

Каплин П.А., Янина Т.А. 2010. Методы палеогеографических реконструкций. – М., Географический факультет МГУ, 430 с.

Кислов А.В. 2016. Климатология с основами метеорологии. – М., Издательский центр «Академия», 224 с.

Лаппо С.С., Соков А.В., Терещенков В.П., Лаппо С.С., Соков А.В., Терещенков, В.П., Добролюбов, С.А. 1997. Океан и колебания климата. – Российская наука: выстоять и возвратиться, Межд. Научн. Фонд РФФИ. – М., Наука, с. 245-251.

Линейкин П.С. 1955. Об определении толщины бароклинного слоя моря. – ДАН СССР, т. 101, № 3, с. 461–464.

Полонский А.Б. 2010. Развитие теории циркуляции Мирового океана для решения климатических задач. – В сб.: Современные проблемы динамики океана и атмосферы. Сборник статей, посвященный 100-летию со дня рождения проф. П.С. Линейкина /под редакцией А.В. Фролова и Ю.Д. Реснянского. – Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Гос. учреждение «Гидрометцентр России», Москва, с. 227-249.

Полонский А.Б., Базюра Е.А., Санников В.Ф. 2014. Об устойчивости термохалинной циркуляции Северной Атлантики. – Доповіді Національної академії наук України (Доклады Национальной академии наук Украины), № 10, с. 99-105.

Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б. 2007. Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике и тенденции его изменений во второй половине 20-го века. – Морской гидрофизический журнал, № 1, с. 45-59.

Саркисян А.С. 1966. Основы теории и расчет океанических течений. – Л., Гидрометеиздат, 123 с.

Тейс Р.В., Найдин Д.П. 1973. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. – М., Наука, 255 с.

Фалина А.С. 2005. Межгодовая изменчивость характеристик водных масс субполярной Северной Атлантики на трансатлантическом разрезе по 60° с.ш. – Океанология, т. 45, № 4, с. 504-517.

Федоров К.Н. 1976. Тонкая термохалинная структура вод океана. – Л., Гидрометеиздат, 184 с.

Adkins J.F., McIntyre K., Schrag D.P. 2002. The salinity, temperature, and  $\delta^{18}\text{O}$  of the glacial deep ocean. – Science, vol. 298, No. 5599, pp. 1769-1773. doi: 10.1126/science.1076252.

Alley R.B. 2007. Wally was right: predictive ability of the North Atlantic “conveyor belt” hypothesis for abrupt climate change. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 35, pp. 241-272. doi:10.1146/annurev.earth.35.081006.131524.

---

Alley R.B., Agustsdottir A.M. 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, No. 10, pp.1123-1149.

Alley R.B., Anandakrishnan S., Jung P. 2001. Stochastic resonance in the North Atlantic – *Paleoceanography*, vol. 16, No. 2, pp. 190-198. doi:10.1029/2000PA000518.

Alley R.B., Clark P.U. 1999. The deglaciation of the northern hemisphere: a global perspective. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 27, No. 1, pp. 149-182. doi: 10.1146/annurev.earth.27.1.149.

Alley R.B., MacAyeal D.R. 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. – *Paleoceanography*, vol. 9, No. 4, pp. 503-511. doi:10.1029/94PA01008.

Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C., Clark P.U. 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 years ago. – *Geology*, vol. 25, No. 6, pp. 483-486. doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2.

Andersen K.K., Azuma N., Barnola J. M., Bigler M., Biscaye P. et al. 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature*, vol. 431, No. 7005, pp. 147-151. doi:10.1038/nature02805.

Andrews J.T. 1998. Abrupt changes (Heinrich events) in late Quaternary North Atlantic marine environments: a history and review of data and concepts. – *Journal of Quaternary Science*, vol. 13, pp. 3-16. doi: 10.1002/(SICI)1099-1417(199801/02)13:1<3::AID-JQS361>3.0.CO;2-0.

Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T. et al. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. – *Nature*, vol. 400, No. 6742, pp. 344-348. doi: 10.1038/22504.

Barker S., Chen J., Gong X., Jonkers L., Knorr G., Thornalley D. 2015. Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events. – *Nature*, vol. 520, pp. 333-336. doi:10.1038/nature14330.

Behl R.J., Kennett J.P. 1996. Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. – *Nature*, vol. 379, pp. 243-246. doi:10.1038/379243a0.

Bianchi G.G., McCave I.N. 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flowsouth of Iceland. – *Nature*, vol. 397, pp. 515-517. doi: 10.1038/1736.

Björck S. Younger 2007. Dryas oscillation, global evidence. – *Encyclopedia of Quaternary science* /edited by S. Elias. – Elsevier, Amsterdam, vol. 3, pp. 1987-1994. ISBN 78-0-444-51919-1.



Blunier T., Brook E.J. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. – *Science*, vol. 291, No. 5501, pp. 109-112. doi: 10.1126/science.291.5501.109.

Böhm E., Lippold J., Gutjahr M., Frank M., Blaser P. et al. 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. – *Nature*, vol. 517, No. 7532, pp. 73-76. doi:10.1038/nature14059.

Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L. et al. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, vol. 365, No. 6442, pp. 143-147. doi:10.1038/365143a0.

Bond G. Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J. et al. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial. – *Nature*, vol. 360, pp. 245-249.

Bond G.C., Lotti R. 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. – *Science*, vol. 267, No. 5200, pp. 1005-1010. doi: 10.1126/science.267.5200.1005.

Boyle E. A., Keigwin L.D. 1987. North Atlantic thermohaline circulation during the last 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. – *Nature*, vol. 330, No. 6143, pp. 35-40. doi:10.1038/330035a0.

Bradt Miller L. I., McManus J. F., Robinson L.F. 2014.  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  evidence for a weakened but persistent Atlantic meridional overturning circulation during Heinrich Stadial 1. – *Nature communications*, vol. 5, p. 5817. doi:10.1038/ncomms6817.

Broecker W.S. 1991. The great ocean conveyor. – *Oceanography*, vol. 4, No. 2, pp. 79-89.

Broecker W., Barker S. 2007. A 190‰ drop in atmosphere's  $\Delta 14\text{C}$  during the “Mystery Interval”(17.5 to 14.5 kyr). – *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 256, No. 1, pp. 90-99. doi:10.1016/j.epsl.2007.01.015.

Broecker W.S., Kennet J.P., Flower B.P., Teller J.T., Trumbore S. et al. 1989. Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. – *Nature*, vol. 341, pp. 318-321.

Broecker W.S., Peteet D.M., Rind D. 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? – *Nature*, vol. 315, No. 6014, pp. 21-26. doi:10.1038/315021a0.

Bryan F. 1986. High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. – *Nature*, vol. 323, No. 6086, pp. 301-304. doi:10.1038/323301a0.

Carlson A.E., Clark P.U., Haley B.A., Klinkhammer G.P., Simmons K. et al. 2007. Geochemical proxies of North American freshwater routing during the Younger Dryas cold event. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 104, No. 16, pp. 6556-6561. doi:10.1073/pnas.0611313104.

---

---

Chappell J. 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, No. 10, pp. 1229-1240. doi: 10.1016/S0277-3791(01)00141-X.

Clark P.U., Marshall S.J., Clarke G.K.C., Hostetler S.W., Licciardi J.M. et al. 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. – *Science*, vol. 293, pp. 283–287. doi:10.1126/science.1062517.

Clement A.C., Peterson L.C. 2008. Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. – *Reviews of Geophysics*, vol. 46, No. 4, RG4002. doi:10.1029/2006RG000204.

Corrège T. 2006. Sea surface temperature and salinity reconstruction from coral geochemical tracers. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 232, No. 2, pp. 408-428. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.10.014.

Curry W.B., Oppo D.W. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of delta C-13 of Sigma CO2 in the western Atlantic Ocean. – *Paleoceanography*, vol. 20, No. 1, PA1017. doi:10.1029/2004PA001021.

Dalton R. 2007. Archaeology: blast in the past? – *Nature*, vol. 447, No. 7142, pp. 256-257. doi:10.1038/447256a.

Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Hammer C.U., Oeschger H. 1984. North Atlantic Climatic Oscillations Revealed by Deep Greenland Ice Cores. – In: *Climate Processes and Climate Sensitivity* /eds J. E. Hansen and T. Takahashi. – American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 288-298. doi: 10.1029/GM029p0288.

De Vernal A., Turon J.-L., Guiot J. 1994. Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environments and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature, and seasonality. – *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 31, pp. 48-62.

Duplessy J.C., Shackleton N.J., Fairbanks R.G., Labeyrie L., Oppo D.W. et al. 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. – *Paleoceanography*, vol. 3, No. 3, pp. 343-360. doi: 10.1029/PA003i003p00343.

Elliot M., Labeyrie L., Duplessy J. C. 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka). – *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, No. 10, pp. 1153-1165. doi: 10.1016/S0277-3791(01)00137-8.

Emile-Broecker J., Cane M.A., Naik N., Seager R., Clement A.C. et al. 2003. Warren revisited: Atmospheric freshwater fluxes and “Why is no deep water formed in the North Pacific”. – *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 108, No. C6, 3178. doi:10.1029/2001JC001058.

Firestone R.B., West A., Kennett J.P., Becker L., Bunch T.E. et al. 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the

---

---

megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. – Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 104, No. 41, pp. 16016-16021. doi: 10.1073/pnas.0706977104.

French B.M., Koeberl C. 2010. The convincing identification of terrestrial meteorite impact structures: what works, what doesn't, and why. – Earth-Science Reviews, vol. 98, No. 1, pp. 123-170. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.10.009.

Garrett C., Laurent L.S. 2002. Aspects of deep ocean mixing. – Journal of oceanography, vol. 58, No. 1, pp. 11-24. doi: 10.1023/A:1015816515476.

Genty D., Blamart D., Ouahdi R., Gilmour M., Baker A. et al. 2003. Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. – Nature, vol. 421, No. 6925, pp. 833-837. doi:10.1038/nature01391.

Gherardi J.M., Labeyrie L., McManus J.F., Francois R., Skinner L.C., et al. 2005. Evidence from the northeastern Atlantic Basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. – Earth and Planetary Science Letters, vol. 240, No. 3, pp. 710-723. doi:10.1016/j.epsl.2005.09.061.

Gottschalk J., Skinner L.C., Misra S., Waelbroeck C., Menviel L. et al. 2015. Abrupt changes in the southern extent of North Atlantic Deep Water during Dansgaard-Oeschger events. – Nature Geoscience, vol. 8, pp. 950-954. doi: 10.1038/NGEO2558.

Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. – Quaternary research, vol. 29, No. 2, pp. 142-152. doi:10.1016/0033-5894(88)90057-9.

Hemming S.R. 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. – Reviews of Geophysics, vol. 42, RG1005. doi:10.1029/2003RG000128.

Henry L.G. McManus J.F., Curry W.B., Roberts N.L., Piotrowski A.M. et al. 2016. North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. – Science, vol. 353, No. 6298, pp. 470-474. doi: 10.1126/science.aaf5529.

Herbert T.D. 2003. Alkenone Paleotemperature Determinations. – Chapter in Treatise in Marine Geochemistry /edited by H. Elderfield and K.K. Turekian. – Elsevier, pp. 391-432.

Howe J.N.W., Piotrowski A.M., Noble T.L., Mulitza S., Chiessi C.M. et al. 2016. North Atlantic deep water production during the last glacial maximum. – Nature communications, vol. 7, No. 11765. doi: 10.1038/ncomms11765.

Huang R.X., Luyten J.R., Stommel H.M. 1992. Multiple equilibrium states in combined thermal and saline circulation. – Journal of Physical Oceanography, vol. 22, No. 3, pp. 231–246. doi: 10.1175/1520-0485(1992)022<0231:MESICT> 2.0.CO;2.

---

---

Hughen K.A., Overpeck J.T., Lehman S.J., Kashgarian M., Southon J. et al. 1998. Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. – *Nature*, vol. 391, pp. 65-68. doi:10.1038/34150.

Hyttinen O. 2012. Sedimentological and chronological aspects of the Younger Dryas – Holocene transition record in southern Finland and northern Baltic. – *Accademic Dissertation*. – Helsinki: Unigrafia, 38 p. ISBN 978-952-10-6324-4.

Imbrie J.J., Hays D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C. et al. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. – In: *Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing, part 1* /edited by A. L. Berger et al. – Reidel, Dordrecht, Netherlands, pp. 269–305.

Israde-Alcántara I. Bischoff J.L., Domínguez-Vázquez G., Li H.C., DeCarli P.S. et al. 2012. Evidence from central Mexico supporting the Younger Dryas extraterrestrial impact hypothesis. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 109, No. 13, pp. E738-E747. doi:10.1073/pnas.1110614109.

Jacobs S.S. 2004. Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. – *Antarctic Science*, vol. 16, No. 4, pp. 427-437. doi: 10.1017/S095410200400224X.

Johnson R.G., Lauritzen S.E. 1995. Hudson Bay-Hudson Strait jökulhlaups and Heinrich events: a hypothesis. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 117, No. 1, pp. 123-137. doi 10.1016/0031-0182(94)00120-W

Jones N., 2013. Evidence found for planet-cooling asteroid. – *Nat. News*. doi: 10.1038/nature.2013.13661.

Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Falourd S., Stievenard M. et al. 2007. Orbital and millennia Antarctic climate over the past 800 000 years. – *Science*, vol. 317, pp. 793-796. doi: 10.1126/science.1141038.

Keigwin L.D. 2004. Radiocarbon and stable isotope constraints on Last Glacial Maximum and Younger Dryas ventilation in the western North Atlantic. – *Paleoceanography*, vol. 19, No. 4, PA4012. doi: 10.1029/2004pa001029.

Keigwin L.D., Boyle E.A. 1999. Surface and deep ocean variability in the northern Sargasso Sea during marine isotope stage 3. – *Paleoceanography*, vol. 14, No. 2, pp. 164-170. doi: 10.1029/1998PA900026.

Keigwin L.D., Boyle E.A. 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 97, No. 4, pp. 1343-1346. doi: 10.1073/pnas.97.4.1343.

Keigwin L.D., Jones G.A., Lehman S.J., Boyle E.A. 1991. Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate change. – *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 96, No. C9, pp. 16811-16826. doi: 10.1029/91JC01624.

---

Keigwin L.D., Lehman S.J. 1994. Deep circulation change linked to Heinrich event 1 and Younger Dryas in a middepth North Atlantic core. – *Paleoceanography*, vol. 9, No. 2, pp. 185-194. doi: 10.1029/94PA00032.

Keigwin L.D., Schlegel M.A. 2002. Ocean ventilation and sedimentation since the glacial maximum at 3 km in the western North Atlantic. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 3, No. 6, pp. 1-14. doi: 10.1029/2001GC000283.

Kerr R.A. 2007. Mammoth killer impact gets mixed reception from Earth scientists. – *Science*, vol. 316, No. 5829, pp. 1264-1265. doi: 10.1126/science.316.5829.1264.

Kerr R.A. 2010. Mammoth-Killer impact Flunks out. – *Science*, vol. 329, No. 5996, pp. 1140-1141. doi: 10.1126/science.329.5996.1140.

Kissel C., Laj C., Labeyrie L., Dokken T., Voelker A. et al. 1999. Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: Magnetic analysis of sediments from Nordic seas and North Atlantic. – *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 171, pp. 489-502. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00162-4.

Kleiven H.K. F., Kissel C., Laj C., Ninnemann U.S., Richter, T.O. et al. 2008. Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. – *Science*, vol. 319, No. 5859, pp. 60-64. doi: 10.1126/science.1148924.

LeGrande A.N. , Schmidt G.A., Shindell D.T. , Field C.V., Miller D.M. et al. 2006. Consistent simulations of multiple proxy responses to an abrupt climate change event. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 103, No. 4, pp. 837-842. doi: 10.1073/pnas.0510095103.

LeGrand P., Wunsch C. 1995. Constraints from paleotracer data on the North Atlantic circulation during the last glacial maximum. – *Paleoceanography*, vol. 10, No. 6, pp. 1011-1045. doi: 10.1029/95PA01455.

Licciardi J.M., Teller J.T, Clark P.U. 1999. Freshwater routing by the Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation. – In: *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales* /edited by Clark P.U., Webb R.S., and Keigwin L.D.– American Geophysical Union, Washington DC, vol. 112 of *Geophysical Monograph*, pp. 177-202.

Lippold J., Grützner J., Winter D., Lahaye Y., Mangini A. et al. 2009. Does sedimentary  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  from the Bermuda Rise monitor past Atlantic meridional overturning circulation? – *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L12601. doi: 10.1029/2009GL038068

Lozier M. S. 2010. Deconstructing the Conveyor Belt. – *Science*, vol. 328, No. 5985, pp. 1507-1511. doi: 10.1126/science.11892502010.

Lynch-Steiglitz J., Adkins J.F., Curry W.B., Dokken T., Hall I.R. et al. 2007. Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum. – *Science*, vol. 316, No. 5821, pp. 66–69. doi: 10.1126/science.1137127.

---

Lynch-Stieglitz J., Curry W. 2003. High resolution Holocene and deglacial records of density structure and flow in the Florida Straits. – EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract № 13467.

Lynch-Stieglitz J., Schmidt M. W., Henry L.G., Curry W.B., Skinner L.C. et al. 2014. Muted change in Atlantic overturning circulation over some glacial-aged Heinrich events. – *Nature Geoscience*, vol. 7, No. 2, pp. 144-150. doi:10.1038/ngeo2045.

MacAyeal D.R. 1993. Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. – *Paleoceanography*, vol. 8, No. 6, pp. 775-784. doi:10.1029/93PA02200.

Manabe S., Stouffer R. J. 1988. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. – *Journal of Climate*, vol. 1, No. 9, pp. 841-866. doi: 10.1175/1520-0442(1988)001<0841:TSEOAC>2.0.CO;2

Marchal O., Curry W.G. 2008. On the abyssal circulation in the Glacial Atlantic. – *Journal of Physical Oceanography*, vol. 38, No. 9, pp. 2014-2037. doi: 10.1175/2008JPO3895.1.

Marchitto T.M., Curry W.B., Oppo D.W. 1998. Millennial-scale changes in North Atlantic circulation since the last glaciation. – *Nature*, vol. 393, No. 6685, pp. 557-561. doi:10.1038/31197.

Masson-Delmotte V., Schulz M., Abe-Ouchi A., Beer J., Ganopolski A., et al. 2013. Information from paleoclimate archives. – In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC* /edited by T. F. Stocker et al. – pp. 383-464.

McCave I.N., Manighetti B., Beveridge N.A.S. 1995. Circulation in the glacial North-Atlantic inferred from grain-size measurements. – *Nature*, vol. 374, No. 6518, pp. 149-152. doi: 10.1038/374149a0.

McManus J.F., Francois R., Gherardi J.-M., Keigwin L.D., Brown-Leger S. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. – *Nature*, vol. 428, pp. 834-837. doi:10.1038/nature02494.

Menziel L., Timmermann A., Friedrich T., England M.H. 2014. Hindcasting the continuum of Dansgaard-Oeschger variability: mechanisms, patterns and timing. – *Climate of the Past*, vol. 10, No. 1, pp. 63-77. doi:10.5194/cp-10-63-2014.

Mix A.C., Bard E., Schneider R. 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). – *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, pp. 627-657. doi: 10.1016/S0277-3791(00)00145-1.

Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. 2010. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean: Water Structure and Flows. – Springer, 266 p. doi: 10.1007/978-90-481-9358-5.

Munk W. H. 1966. Abyssal recipes. – *Deep Sea Research*, vol. 13, No. 4, pp. 707-730.

Munk W., Wunsch C. 1998. Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing. – *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 45, No. 12, pp. 1977-2010. doi: 10.1016/S0967-0637(98)00070-3.

Negre C., Zahn R., Thomas A.L., Masqué P., Henderson G.M et al. 2010. Reversed flow of Atlantic deep water during the Last Glacial Maximum. – *Nature*, vol. 468, No. 7320, pp. 84-88. doi:10.1038/nature09508.

Oeschger H., Beer J., Siegenthaler U., Stauffer B., Dansgaard W., Langway C. C. 1983. Late-glacial climate history from ice cores. – *Palaeoclimatic research and models*. – Springer Netherlands, pp. 95-107. doi: 10.1007/978-94-009-7236-0\_12.

Olsen S.M., Buch E. 2004. A review of the North Atlantic circulation, marine climate change and its impact on North European climate. – Copenhagen, Danish Meteorological Institute, commissioned by the Danish Environmental Assessment Institute, 71 pp.

Oppo D.W., Curry W.B. 2012. Deep Atlantic Circulation during the last glacial maximum and deglaciation. – *Nature Education Knowledge*, vol. 3, No. 10, 1.

Oppo D., Lehman S.J. 1993. Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the Last Glacial Maximum. – *Science*, vol. 259, No. 5098, pp. 1148-1152. doi: 10.1126/science.259.5098.1148.

Orsi A.H., Johnson G.C., Bullister J.L. 1999. Circulation, mixing, and the production of Antarctic Bottom Water. – *Progress in Oceanography*, vol. 43, No. 1, pp. 55-109. doi: 10.1016/S0079-6611(99)00004-X.

Pinter N., Ishman S.E. 2008. Impacts, mega-tsunami, and other extraordinary claims. – *GSA Today*, vol. 18, No. 1, pp. 37-38.

Pinter N., Scott A.C., Daulton T.L., Podoll A., Koeberl C. 2011. The Younger Dryas impact hypothesis: A requiem. – *Earth-Science Reviews*, vol. 106, No. 3, pp. 247-264. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.02.005.

Piotrowski A.M., Goldstein S.L., Hemming S.R., Fairbanks R.G. 2005. Temporal relationships of carbon cycling and ocean circulation at glacial boundaries. – *Science*, vol. 307, pp. 1933-1938. doi:10.1126/science.1104883.

Rahmstorf S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120000 years. – *Nature*, vol. 419, No. 6903, pp. 207-214. doi:10.1038/nature01090.

Rahmstorf S. 2006. Thermohaline Ocean Circulation. – In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences* /edited by S.A. Elias. – Elsevier, Amsterdam, pp. 1–10.

Robinson L.F., Adkins J.F., Keigwin L.D., Southon J. Fernandez D.P. et al. 2005. Radiocarbon variability in the western North Atlantic during the last deglaciation. – *Science*, vol. 310, No. 5753, pp. 1469-1473. doi: 10.1126/science.1114832.

---

Sachs J.P., Lehman S.J. 1999. Subtropical North Atlantic temperatures 60,000 to 30,000 years ago. – *Science*, vol. 286, No. 5440, pp. 756-759. doi: 10.1126/science.286.5440.756.

Sarnthein M., Winn K., Jung S.J., Duplessy J.C., Labeyrie L. et al. 1994. Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. – *Paleoceanography*, vol. 9, No. 2, pp. 209-267. doi: 10.1029/93PA03301.

Schulz H., von Rad U., Erlenkeuser H. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. – *Nature*, vol. 393, No. 6680, pp. 54-57. doi:10.1038/31750.

Shuman B., Thompson W., Bartlein P., Williams J.W. 2002. The anatomy of a climatic oscillation: vegetation change in eastern North America during the Younger Dryas chronozone. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, No. 16, pp. 1777-1791. doi: 10.1016/S0277-3791(02)00030-6.

Skinner L.C., Shackleton N.J. 2004. Rapid transient changes in northeast Atlantic deep water ventilation age across Termination I. – *Paleoceanography*, vol. 19, No. 2, PA2005. doi: 10.1029/2003PA000983.

Stommel H. 1957. A survey of ocean current theory. – *Deep-Sea Research*, vol. 4, pp. 149-184. doi: 10.1016/0146-6313(56)90048-X.

Stommel H.M. 1961. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. – *Tellus*, vol. 13, pp. 224-230. doi: 10.1111/j.2153-3490.1961.tb00079.x.

St. Laurent L., Garrett C. 2002. The role of internal tides in mixing the deep ocean. – *Journal of Physical Oceanography*, vol. 32, No. 10, pp. 2882-2899.

Surovell T.A., Holliday V.T., Gingerich J.A., Ketron C., Haynes C. V. et al. 2009. An independent evaluation of the Younger Dryas extraterrestrial impact hypothesis. – *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, vol. 104, No. 43, pp. 18155-18158. doi: 10.1175/1520-0485(2002) 032<2882:TROITI>2.0.CO;2.

Talley L.D., Reid J.L., Robbins P.E. 2003. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. – *Journal of Climate*, vol. 16, No. 19, pp. 3213-3226. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<3213:DMOSFT> 2.0.CO;2.

Teller J.T., Leverington D.W., Mann J.D. 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, pp. 879-887. doi:10.1016/S0277-3791(01)00145-7.

Toggweiler J.R., Samuels B. 1993. Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic Ocean actually governed by Southern Hemisphere winds? – In: *The global carbon cycle* /M. Heimann Ed. – NATO ASI Ser. I, Springer-Verlag, vol. 15, pp. 303-331. doi: 10.1007/978-3-642-84608-3\_13.



Toggweiler J.R., Samuels B. 1995. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. – *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 42, No 4, pp. 477-500. doi: 10.1016/0967-0637(95)00012-U.

Toggweiler J.R., Samuels B. 1998. On the ocean's large-scale circulation near the limit of no vertical mixing. – *Journal of Physical Oceanography*, vol. 28, No. 9, pp. 1832-1852. doi: 10.1175/1520-0485(1998)028<1832:OTOSLS>2.0.CO;2.

Trenberth K.E., Caron J.M. 2001. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. – *Journal of Climate*, vol. 14, No. 16, pp. 3433-3443. doi: 10.1175/1520-0442(2001)014<3433:EOMAAO>2.0.CO;2

Tziperman E. 2000. Proximity of the present-day thermohaline circulation to an instability threshold. – *Journal of Physical Oceanography*, vol. 30, No. 1, pp. 90-104. doi: 10.1175/1520-0485(2000)030<0090:POTPDT>2.0.CO;2.

Vacco D.A., Clark P.U., Mix A.C., Cheng H., Edwards R.L. 2005. A speleothem record of Younger Dryas cooling, Klamath Mountains, Oregon, USA. – *Quaternary Research*, vol. 64, No. 2, pp. 249-256. doi: 10.1016/j.yqres.2005.06.008.

Van Hoesel A., Hoek W.Z., Pennock G.M., Drury M.R. 2014. The Younger Dryas impact hypothesis: a critical review. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 83, pp. 95-114. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.10.033.

Vellinga M., Wood R.A. 2008. Impacts of thermohaline circulation shutdown in the twenty-first century. – *Climatic Change*, vol. 91, No. 1-2, pp. 43-63. doi:10.1007/s10584-006-9146-y.

Voelker A.H.L. 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, No. 10, pp. 1185-1212. doi:10.1016/S0277-3791(01)00139-1.

Wang Y. J., Cheng H., Edwards R.L., An Z.S., Wu J.Y. et al. 2001. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. – *Science*, vol. 294, pp. 2345-2348. doi: 10.1126/science.1064618.

Wanner H., Mercolli L., Grosjean M., Ritz S.P. 2015. Holocene climate variability and change; a data-based review. – *Journal of the Geological Society*, vol. 172, No. 2, pp. 254-263. doi: 10.1144/jgs2013-101.

Weaver A.J., Bitz C. M., Fanning A. F., Holland M. M. 1999. Thermohaline circulation: High-latitude phenomena and the difference between the Pacific and Atlantic. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 27, No. 1, pp. 231-285. doi: 10.1146/annurev.earth.27.1.231.

Wiersma A.P., Renssen H. 2006. Model-data comparison for the 8.2 ka BP event: confirmation of a forcing mechanism by catastrophic drainage of Laurentide Lakes. – *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, No. 1-2, pp. 63-88. doi: 10.1016/j.quascirev.2005.07.009.

---

Wood R.A., Vellinga M., Thorpe R. 2003. Global warming and thermohaline circulation stability. – Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, vol. 361, No. 1810, pp. 1961-1975. doi: 10.1098/rsta.2003.1245.

Wunsch C. 2006. Abrupt climate change: An alternative view. – Quaternary Research, vol. 65, No. 2, pp. 191-203. doi: 10.1016/j.yqres.2005.10.006.

Wunsch C. 2010. Towards understanding the Paleoocean. – Quaternary Science Reviews, vol. 29, No. 17, pp. 1960-1967. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.05.020.

Wunsch C., Ferrari R. 2004. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans.– Annu. Rev. Fluid Mech., vol. 36, pp. 281-314. doi: 10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121.

*Статья поступила в редакцию: 30.08.2016*

*После переработки: 02.03.2017*