

СВОЙСТВА ЛЬДА И МЕРЗЛЫХ ПОРОД

УДК 551.324.82:551.583.7

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(16-28)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СИСТЕМЫ ВКЛЮЧЕНИЙ ВОЗДУХА
В РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИОННОМ ЛЬДУ

В.Я. Липенков

*Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
199387, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Россия; lipenkov@aari.ru*

На основе результатов исследований включений воздуха в ледяных ядрах из 22 буровых скважин, пробуренных в Антарктиде и Гренландии, рассмотрены закономерности формирования и эволюции системы газовых включений в рекристаллизационном льду. Разработана полумпирическая модель, описывающая зависимость геометрических параметров включений от температуры и скорости аккумуляции снега во время льдообразования. Показана перспективность использования данных о размере и количестве газовых пузырьков во льду для уточнения реконструкций прошлых изменений климата по результатам исследований ледяных ядер.

Газовые включения, рекристаллизационное льдообразование, ледяной ядро, реконструкция палеоклимата

HOW AIR BUBBLES FORM IN POLAR ICE

V. Ya. Lipenkov

Arctic and Antarctic Research Institute, 38, Bering str., St. Petersburg, 199397, Russia; lipenkov@aari.ru

Experimental results for 22 ice cores from Antarctica and Greenland provide insights into principal mechanisms that govern the formation and evolution of air bubble systems in polar ice. A semi-empirical model has been suggested to relate the size and number of bubbles in ice with snow accumulation rate and temperature during ice formation. Air bubble sizes and number concentrations can be used for refining paleoclimate reconstructions based on ice core data.

Gas inclusions, polar ice formation, ice core, paleoclimate reconstruction

ВВЕДЕНИЕ

Керны льда, которые добывают в результате бурения полярных ледниковых покровов, рассматриваются в настоящее время как наиболее универсальные и надежные источники количественной информации о прошлых изменениях климата и окружающей среды [Petit et al., 1999]. Подавляющая часть палеоклиматических реконструкций, выполненных по керновым данным, основана на результатах геохимических исследований льда и газовых анализов заключенного в нем атмосферного воздуха. В частности, основными источниками информации об изменениях температуры воздуха и скорости аккумуляции снега в Антарктиде в прошлом считаются профили изотопного состава ледяных ядер. Тем не менее реконструкции, сделанные с помощью “изотопного палеотермометра”, все еще характеризуются большой неопределенностью и нуждаются в дополнительном подтверждении [Jouzel et al., 1997; Salamatin et al., 1998].

Геометрические параметры включений воздуха (газовых пузырьков), захваченных ледяной по-

родой в процессе льдообразования (рис. 1), являются теми количественными генетическими признаками рекристаллизационного льда, которые могут быть использованы для независимой оценки климатических условий прошлого [Lipenkov et al., 1998; Alley, Fitzpatrick, 1999]. Первые свидетельства наличия климатического сигнала в экспериментальных профилях газовых пузырьков во льду были получены при исследовании ледяного ядра с российской антарктической станции Восток [Барков, Липенков, 1984]. В этом ядре были обнаружены климатически обусловленные вариации размера и счетной концентрации включений воздуха, которые хорошо коррелировали с данными об изотопном составе льда.

На базе предшествующих разработок [Lipenkov и др., 1999; Lipenkov, 2000; Lipenkov, Salamatin, 2014] и с учетом прогресса, достигнутого в области моделирования уплотнения снежно-фирновых отложений [Salamatin, Lipenkov, 2008; Salamatin et al., 2009], в настоящей статье рассматриваются общие закономерности формирования и эволюции

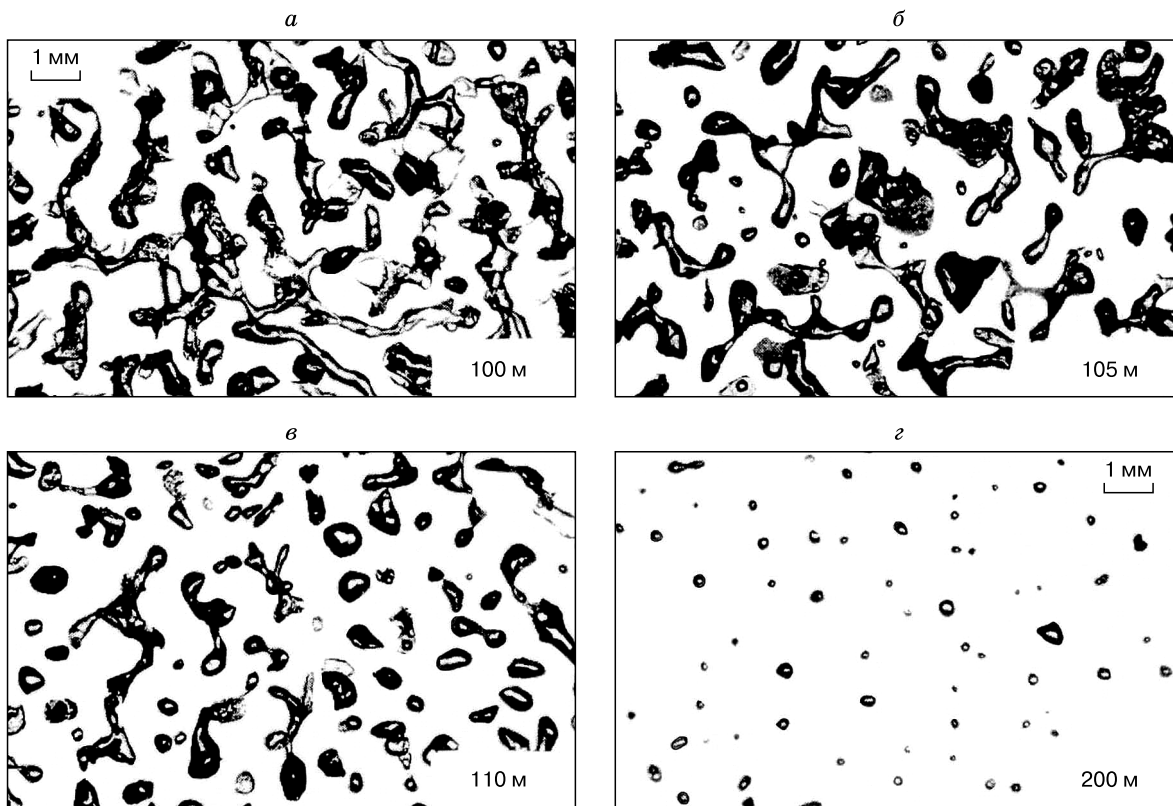


Рис. 1. Поры и включения воздуха в ледяном керне со станции Восток.

a – 100 м, горизонт замыкания фирновых пор и изоляции заключенного в них воздуха от атмосферы по данным о газосодержании льда; *б* – 105 м, глубина замыкания пор по результатам измерения открытой пористости ледяной породы; *в* – 110 м, расшировка удлиненных гипогенных включений; *г* – 200 м, изометрические гипогенные включения воздуха; *a–в* – автогенные включения в виде маленьких, почти сферических пузырьков; *г* – в виде черных точек.

системы включений воздуха во льду полярных ледников и предлагается усовершенствованная модель зависимости параметров этой системы от условий льдообразования. Для верификации и калибровки модели используется обширный набор экспериментальных данных, включая результаты новых исследований, проведенных автором по кернам шести скважин, пробуренных в различных районах Антарктиды.

ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Основные геометрические параметры ансамбля газовых включений во льду – счетная концентрация включений и их распределение по размерам. Счетная концентрация N , как правило, выражается количеством пузырьков в 1 г ледяной породы. Размер отдельного включения представляется радиусом эквивалентной ему по объему сферы r , а весь ансамбль характеризуется средним значением $\langle r \rangle$ и стандартным отклонением радиусов $\sigma(r)$ или коэффициентом вариации $s = \sigma(r) / \langle r \rangle$. Заметим, что s одновременно явля-

ется стандартным отклонением относительных радиусов пузырьков $s = \sigma(r / \langle r \rangle)$ и в случае логнормального распределения пузырьков по размерам (см. ниже) всего на несколько процентов отличается от логнормального стандартного отклонения $\sigma(\ln r)$. Точное соотношение между этими величинами задается формулой $\sigma^2(\ln r) = \ln(1 + s^2)$.

Измерение геометрических параметров включений воздуха обычно производится с помощью бинокулярного микроскопа в ледяных пластинах размером порядка 6×8 см и толщиной 2–3 мм, вырезанных параллельно оси керна. Подробное описание стандартной методики количественного анализа включений дано в [Lipenkov, 2000]. В последнее время получил развитие метод автоматического количественного анализа воздушных включений по их изображениям на цифровых микрофотографиях [Ueltzhoffer et al., 2010; Bendel et al., 2013]. Первые данные, полученные этим методом по кернам станций Конкордия и Конен, согласуются (в пределах экспериментальной погрешности) с результатами измерений автора, использованными в этой работе.

На рис. 2 приведены результаты измерений счетной концентрации пузырьков в ледяных кернах с антарктических станций Восток [Lipenkov, Salamatin, 2014], Купол Фуджи [Ohno et al., 2004] и Конкордия (настоящая работа). Данные изотопного анализа льда свидетельствуют, что представленные на рис. 2 экспериментальные профили включений воздуха охватывают слои ледниковой толщи, формирование которых происходило при близких к современным условиям в голоцене и в период последнего ледникового максимума (ПЛМ). Малые скорости аккумуляции льда, ха-

рактерные для Центральной Антарктиды, где расположены эти скважины, объясняют относительно неглубокое залегание ледяных отложений ПЛМ. Благодаря этому зона трансформации газовых пузырьков в клатратные гидраты воздуха залегает здесь глубже толщи льда, отложенной во время терминации последнего оледенения. Это позволяет наблюдать значительное увеличение количества пузырьков во льду ПЛМ, связанное с понижением температуры и скорости аккумуляции снега в период максимального похолодания (см. рис. 2).

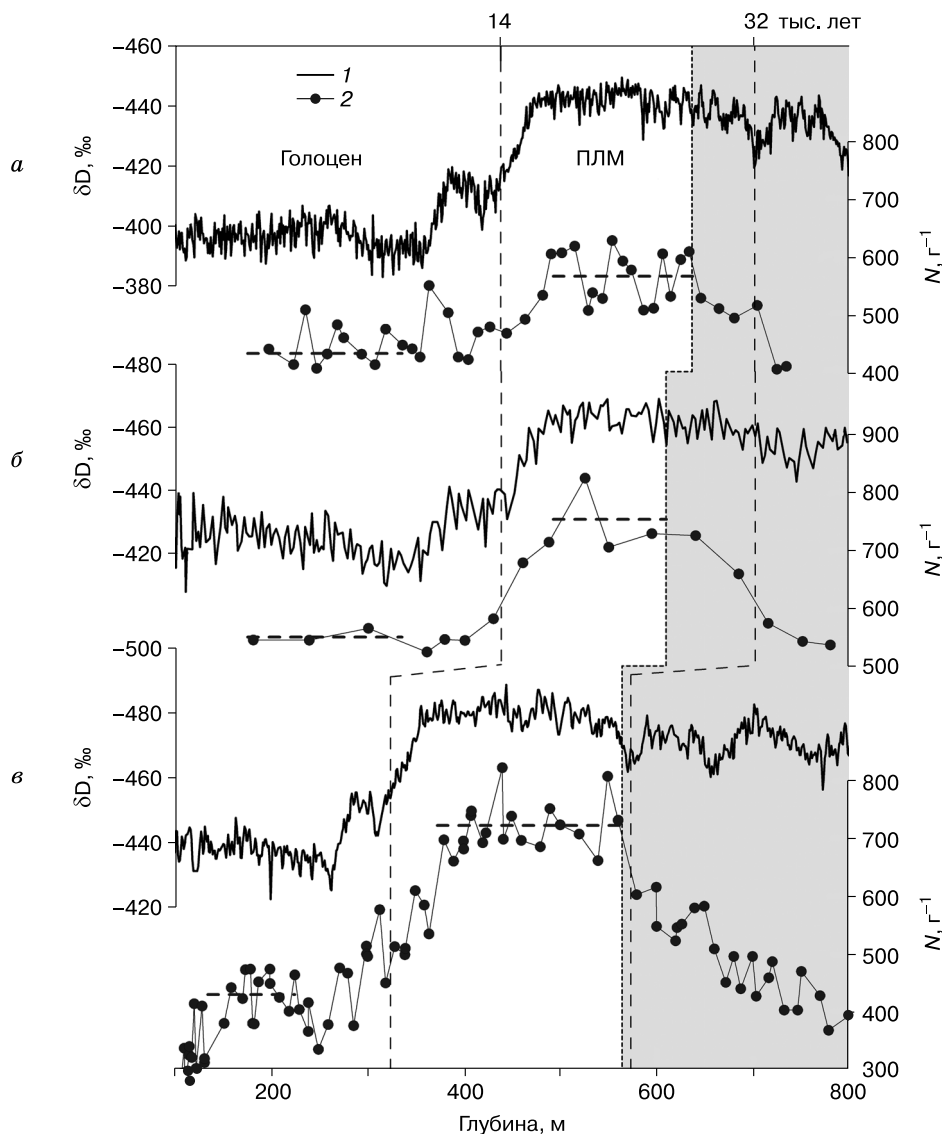


Рис. 2. Изменение по глубине изотопного состава льда δD и счетной концентрации воздушных включений N в антарктических кернах со станций Конкордия (а), Купол Фуджи (б) и Восток (в).

1 – содержание дейтерия (δD , ‰) по данным: а – [Jouzel et al., 2007], б – [Watanabe et al., 2003], в – [Petit et al., 1999] (шкалы δD перевернуты); 2 – счетная концентрация включений воздуха (N , g^{-1}) по данным: а – настоящей работы, б – [Ohno et al., 2004], в – [Lipenkov, Salamatin, 2014]. Горизонтальные штриховые линии – средние значения N в толщах льда, отложенных в современных климатических условиях (голоцен) и в период ПЛМ. Заштрихованная область – зона трансформации газовых включений в клатратные гидраты воздуха. Вертикальные штриховые линии – горизонты ледниковой толщи, соответствующие возрасту льда 14 тыс. лет (середина перехода от ПЛМ к голоцену) и 32 тыс. лет (начало ПЛМ по изотопным данным).

Современные условия льдообразования и характеристики включений воздуха в молодом (голоценовом) льду в 22 пунктах бурения в Антарктиде и Гренландии

Но- мер	Пункт бурения	Координаты	T, °C	b, г/(см ² ·год)	d _s	τ _c [*]	τ _c	A _c , мм ²	⟨r _c ⟩, мм	s	N, г ⁻¹	Ошибка N, (±г ⁻¹)	Источник данных
						лет							
1	Дай 3	65°11' с.ш., 43°49' з.д.	-20.0	50.0	0.39	-	81	2.26	0.42		300	60	[Shoji, Langway, 1985]
2	КМ60	67°05' ю.ш., 93°19' в.д.	-20.8	46.3	0.46	78	88	2.26			360	31	[Липенков и др., 1999]
3	КМ73	67°12' ю.ш., 93°17' в.д.	-21.1	50.0	0.45	90	83	2.16			355	41	[Липенков и др., 1999]
4	КМ105	67°26' ю.ш., 93°23' в.д.	-24.5	31.4	0.46	131	130	2.32			450	27	[Липенков и др., 1999]
5	Беркнер	78°36' ю.ш., 45°43' з.д.	-26.0	13.0	0.43	238	268	3.49			239	20	Настоящая работа
6	КМ140	67°45' ю.ш., 93°39' в.д.	-27.0	40.4	0.48	121	114	1.86	0.40	0.35	345	42	[Липенков и др., 1999]
7	Купол Сайпл	81°65' ю.ш., 148°81' в.д.	-27.0	10.0	0.42	293	338	3.87			232		Настоящая работа
8	Берд	80°00' ю.ш., 120°00' з.д.	-28.7	16.0	0.41	251	245	2.70	0.43		250	40	[Gow, William- son, 1975]
9	КМ200	68°15' ю.ш., 94°05' в.д.	-30.5	26.4	0.49	175	174	1.93			360	65	[Липенков и др., 1999]
10	WAIS	79°28' ю.ш., 112°05' з.д.	-31.0	20.2	0.42	-	217	2.14			400	15	[Fegyveresi et al., 2011]
11	NGRIP	75°06' с.ш., 42°19' з.д.	-31.5	17.5	0.35	-	272	2.40			335	20	[Kipfstuhl et al., 2001]
12	GRIP	72°35' с.ш., 37°38' з.д.	-31.7	21.2	0.41	220	224	2.09			290	50	[Pauer et al., 1999]
13	КМ260	68°46' ю.ш., 94°28' в.д.	-33.5	6.9	0.51	455	535	3.39	0.41	0.37	270	52	[Липенков и др., 1999]
14	КМ325	69°18' ю.ш., 95°01' в.д.	-37.0	14.0	0.49	356	339	1.91	0.38	0.35	380	45	[Липенков и др., 1999]
15	КМ400	69°57' ю.ш., 95°37' в.д.	-39.9	15.4	0.47	389	342	1.59	0.36	0.33	485	49	[Липенков и др., 1999]
16	Купол Талос	72°49' ю.ш., 159°11' в.д.	-41.0	8.0	0.40	637	650	2.21			306	33	Настоящая работа
17	Конен	75°00' ю.ш., 00°04' в.д.	-44.6	6.4	0.37	877	859	2.03			368	49	Настоящая работа
18	Комсомольская	74°06' ю.ш., 97°30' в.д.	-53.8	6.4	0.36	1256	1141	1.22	0.30	0.38	650	16	[Липенков и др., 1999]
19	Конкордия	75°06' ю.ш., 123°21' в.д.	-54.5	2.5	0.36	2508	2425	1.86			432	19	Настоящая работа
	Конкордия (ПЛМ)							1.37			565	20	Настоящая работа
20	Восток	78°28' ю.ш., 106°48' в.д.	-57.0	2.1	0.35	3054	3014	1.74	0.33	0.43	430	19	[Lipenkov, Sala- matin, 2014]
	Восток (ПЛМ)							1.12	0.28	0.37	723	20	[Lipenkov, 2000]
21	Купол Фуджи	77°19' ю.ш., 39°42' в.д.	-57.3	3.1	0.34	2424	2249	1.39			551	20	[Ohno et al., 2004]
	Купол Фуджи (ПЛМ)							1.08			754	60	[Ohno et al., 2004]
22	Купол А	80°22' ю.ш., 77°22' в.д.	-58.5	2.32	0.41		2933	1.50			567	75	Настоящая работа

Примечание. T – температура снега на глубине затухания сезонных колебаний (10–15 м); b – скорость аккумуляции снега; d_s – относительная плотность снега на поверхности ледника; τ_c^{*}, τ_c – экспериментальное и рассчитанное по уравнению (11) значения возраста ледяной породы на границе фирн–лед соответственно; A_c – расчетный размер ледяных зерен на границе фирн–лед; ⟨r_c⟩, s – среднее значение и коэффициент вариации радиусов включений на границе фирн–лед; N – счетная концентрация воздушных включений; ошибка N – удвоенная стандартная погрешность экспериментальных данных. Для станций Восток, Конкордия и Купол Фуджи также приведены значения N и A_c для льда, отложенного в период ПЛМ (см. рис. 2).

Для калибровки модели, описывающей связь геометрических характеристик газовых пузырьков с климатическими условиями, использовались данные о счетной концентрации и размерах включений в молодом (голоценовом) льду в районах с разными условиями льдообразования. Помимо результатов экспериментальных исследований, выполненных автором, в статье использованы все опубликованные к настоящему времени данные о геометрических параметрах включений воздуха в ледяных ядрах, добытых в пределах холодной рекристаллизационной зоны льдообразования в Антарктиде и Гренландии. Современные условия льдообразования и характеристики включений воздуха в рассматриваемых 22 пунктах бурения приведены в таблице.

ГИПОГЕННЫЕ И АВТОГЕННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВОЗДУХА

Атмосферный воздух занимает около 10 % объема молодого рекристаллизационного льда. Основная часть его захватывается ледяной породой в ходе закрытия фирновых пор и образования системы гипогенных газовых включений [Шумский, 1955]. На полярных ледниках этот процесс завершается – в зависимости от условий льдообразования – на глубине 60–125 м, где возраст льда,

отсчитываемый с момента отложения твердых атмосферных осадков на поверхности ледника, может варьировать от нескольких десятков до первых тысяч лет (см. таблицу). Помимо гипогенных включений рекристаллизационный лед содержит значительное количество микропузырьков воздуха, захваченных ледяными зернами во время их роста в снегу и фирне, задолго до завершения изоляции фирновых пор от атмосферы [Lipenkov, 2000]. По классификации П.А. Шумского [1955] микропузырьки относятся к автогенным включениям. Они легко распознаются в верхней части ледяной толщи благодаря своей локализации в теле зерен льда, малому размеру и округлой, часто сферической форме (см. рис. 1).

Существование двух генераций включений воздуха подтверждается экспериментально установленным бимодальным распределением включений по размерам (рис. 3, а), а также результатами прямых измерений давления заключенного в пузырьках газа. Последние показали, что на границе фирн–лед давление газа в гипогенных включениях в среднем на 0.6 МПа меньше давления вмещающего их льда, в то время как в автогенных пузырьках средний перепад давления равен 0.25 МПа [Lipenkov, 2000].

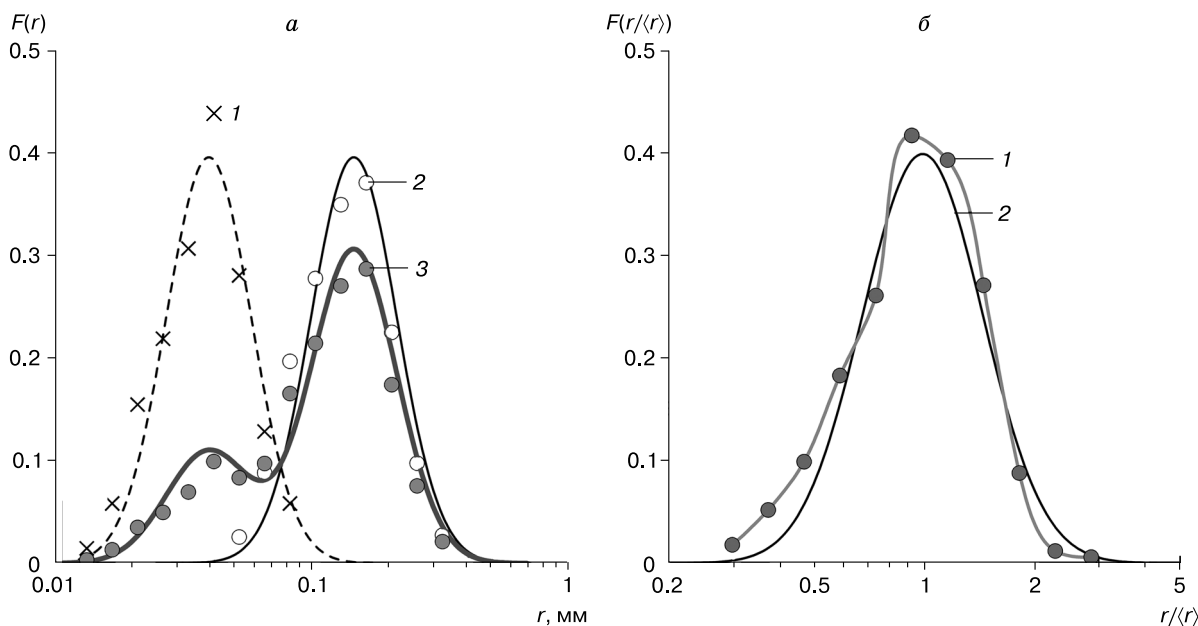


Рис. 3. Распределение включений воздуха по размерам в рекристаллизационном льду.

а – нормированные распределения $F(r)$ автогенных (1), гипогенных (2) и всех (3) включений воздуха по их радиусам в ледяном ядре, поднятом на станции Восток с глубины 183 м (по данным измерений 2500 включений); значки – экспериментальные распределения, кривые – соответствующие экспериментальным данным логнормальные распределения и построенное на их основе бимодальное распределение для всех включений; б – автомодельное распределение гипогенных включений воздуха по размерам $F(r/\langle r \rangle)$, эмпирически установленное по данным измерений 11 000 включений на различных глубинах в шести пунктах бурения (1) и соответствующее ему логнормальное распределение (2). Нормированная функция плотности вероятности определена как $F(x) = dN/(NdX)$, где $X = (\ln x - \langle \ln x \rangle) / \sigma(\ln x)$; x – соответственно радиус (r) или относительный радиус ($r/\langle r \rangle$) пузырьков. Логнормальное распределение задается уравнением $F(x) = (2\pi)^{-0.5} \exp(-X^2/2)$.

По данным исследований ледяных кернов из разных районов Антарктиды, количество микро-включений в рекристаллизационном льду, как правило, составляет (20 ± 5) % от общего количества пузырьков. Вместе с тем их вклад в общее газосодержание и пористость ледяной породы не превышает 0.3 %, и, следовательно, роль микро-включений в уплотнении пузырькового льда и формировании газового состава заключенного во льду воздуха пренебрежимо мала. В дальнейшем ограничимся рассмотрением только гипогенных включений.

СВЯЗЬ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИПОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ СО СТРУКТУРОЙ ЛЬДА НА ГРАНИЦЕ ФИРН-ЛЕД

Когда фирн достигает относительной плотности 0.8, его поры похожи на цилиндрические каналы (рис. 4, а), расположенные по ребрам ледяных зерен, форма которых близка к форме равновесных, целиком заполняющих пространство полиэдров, подобных тетракайдекаэдрам Кельвина и Вильямсона [Maeno, Ebinuma, 1983]. Закрытие пор фирна и изоляция содержащегося в них воздуха от атмосферы происходят в пределах относительно тонкого слоя в леднике, соответствующего диапазону относительной плотности фирна от 0.85 до 0.93 [Stauffer et al., 1985]. Представив структуру ледяной породы на этой глубине в виде агрегата монодисперсных полиэдров (ледяных зерен) с цилиндрическими каналами (порами), расположенными по ребрам полиэдров (см. рис. 4, б), можно получить простое соотношение, связывающее об-

щую длину каналов в единице массы породы L с длиной ребра полиэдров l :

$$L = y / (\rho_i \phi_v l^2), \quad (1)$$

где y – число ребер с порами, приходящееся на одно зерно; ρ_i – плотность чистого льда; ϕ_v – геометрический коэффициент, связывающий объем полиэдра ($\phi_v l^3$) с длиной его ребра [Underwood, 1970].

Пористость c ледяного агрегата связана с геометрическими характеристиками пор соотношением

$$c / (1 - c) = \pi r_p^2 L \rho_i, \quad (2)$$

где r_p – радиус пор.

Известно, что поры близкой к цилиндрической формы, обладающие ненулевой поверхностной энергией Гиббса, нестабильны и имеют тенденцию к разделению на части с образованием изометрических (сферических) включений [Nichols, Mullins, 1965]. Причиной этого является градиент кривизны поверхности, который приводит к переотложению вещества на стенках цилиндрических каналов во льду, образованию пережимов и в конечном счете к дезинтеграции (расшнуровке) пор. В зависимости от механизма массопереноса максимальные скорости роста пертурбаций на поверхности пор наблюдаются при разных значениях отношения $\alpha = \lambda / r_p$, где λ – длина волны пертурбаций. Однако во всех случаях для $\alpha > 2\pi$ отмечаются положительные значения скорости роста пережимов. Если механизм образования пережимов связан с диффузией водяного пара, как ожидается при расшнуровке пор фирна [Maeno, Ebinuma, 1983; Alley, Fitzpatrick, 1999], максимальная скорость роста неровностей отмечается при

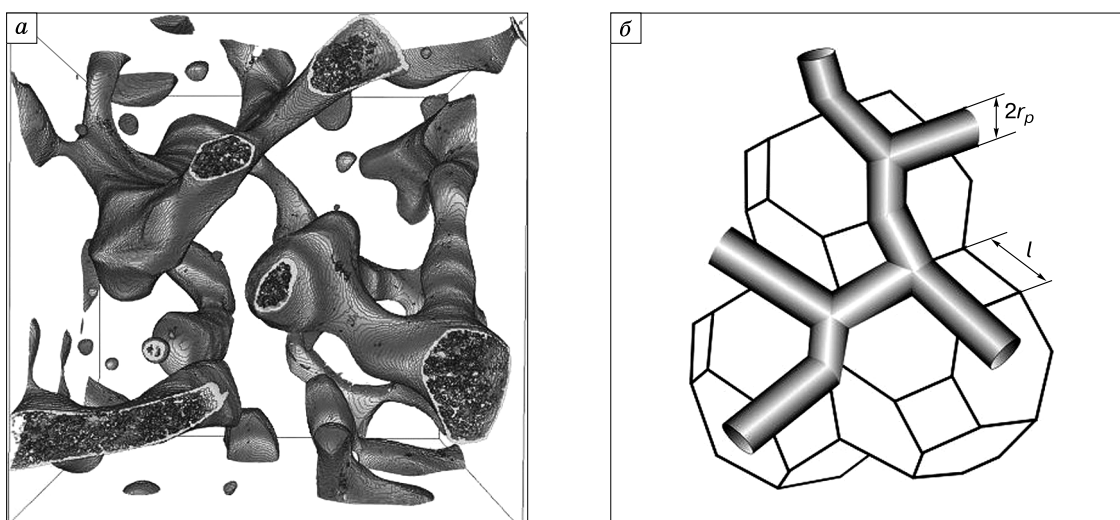


Рис. 4. Трехмерное изображение пор фирна, полученное методом рентгеновской томографии (личное сообщение Ж.М. Барнола) (а) и принятая в модели упрощенная схема строения льда на границе фирн-лед (б).

r_p – радиус пор; l – длина ребра полиэдра.

$\alpha \approx 9$, при условии, что она контролируется скоростью переноса вещества [Shieh, Evans, 1991].

Горизонт, на котором завершается закрытие пор и происходит изоляция фирнового воздуха от атмосферы по давлению, принимается за границу между фирном и льдом. В соответствии с этим определением граница фирн–лед залегает на глубине (обозначим ее h_c), где измеренная пористость ледяной породы равна ее газосодержанию, приведенному к температуре льда и атмосферному давлению на этом уровне [Martinierie et al., 1992].

Дальнейшая эволюция ансамбля газовых включений глубже h_c заключается в расшнуровке удлинённых пузырьков и релаксационном сжатии всех воздушных включений под действием разницы давлений Δp в матрице льда и захваченном ею воздухе. По определению дезинтеграции включений не меняет их общей объемной концентрации, но приводит к увеличению количества пузырьков воздуха во льду. Этот процесс продолжается до тех пор, пока отношение длина/радиус всех включений не уменьшится до 2π . В керне станции Восток это условие удовлетворяется на глубине 160–170 м (т. е. на 60–70 м глубже границы фирн–лед). Вместе с тем изометрические включения составляют около 50 % от всех пузырьков уже на глубине 105 м и около 80 % на глубине 110 м, в то время как отношение длины к радиусу удлинённых включений, оставшихся на горизонте 110 м, редко превышает 4π (см. рис. 1). Таким образом, дезинтеграция гипогенных включений в основном завершается и их количество во льду фиксируется в пределах первого десятка метров ледяной толщи глубже h_c . Отметим, что в этом узком интервале глубин средний радиус удлинённых включений незначительно (всего на несколько процентов) меньше радиуса пор r_{pc} на границе фирн–лед (см. ниже).

Согласно вышеизложенному, окончательная счетная концентрация изометрических пузырьков во льду N приблизительно равна [Липенков и др., 1999]

$$N = L_c / (\alpha r_{pc}), \quad (3)$$

где α – постоянный коэффициент. Здесь и далее индексом c обозначены значения соответствующих величин на границе фирн–лед.

Для характеристики размеров ледяных зерен в гляциологической практике чаще всего используется средняя площадь их сечения A , которая определяется по результатам измерения сечений зерен в шлифах льда. В монодисперсной системе полиэдров, принятой автором для аппроксимации микроструктуры фирна на глубине h_c :

$$A = \varphi_A l^2,$$

где φ_A – геометрический коэффициент, определяемый типом полиэдра [Underwood, 1970]. Используя

это соотношение и объединяя уравнения (1)–(3), получаем

$$N = G / A_c^{1.5}, \quad G = \frac{\sqrt{\pi}}{\alpha \rho_i} \left(y \frac{\varphi_A}{\varphi_v} \right)^{1.5} \left(\frac{1 - c_c}{c_c} \right)^{0.5}, \quad (4)$$

где α – постоянный параметр ($\alpha > 2\pi$), который определяет средний размер и количество образующихся сферических включений при данных пористости c_c и размере зерен A_c на границе фирн–лед.

В первом приближении плотность чистого льда и пористость ледяной породы на границе фирн–лед в рассматриваемом диапазоне температур можно считать величинами постоянными: $\rho_i = (0.922 \pm 0.003)$ г/см³, $c_c = 0.10 \pm 0.01$. В таком приближении постоянным оказывается и комплексный коэффициент G в (4), причем уравнение (4) представляет собой более строгую формулировку постулированного А. Гау положения о том, что количество и размеры воздушных включений во льду в основном определяются размерами ледяных зерен на границе фирн–лед [Gow, 1968].

Теоретические [Shreve, 1967] и экспериментальные [Stehle, 1967] исследования миграции пузырьков воздуха во льду под действием градиента температуры показали, что этот процесс не может существенно изменить начальную счетную концентрацию включений во льду полярных ледников. При отсутствии значительных деформаций ледникового льда эффекты, связанные как с коалесценцией пузырьков в результате их сближения [Weertman, 1968], так и с разделением пузырьков на части в результате неоднородного деформирования соседних зерен льда [Alley, Fitzpatrick, 1999], также не оказывают заметного влияния на N . Вероятность слияния пузырьков в результате роста зерен льда мала из-за незначительного размера включений и их быстрого отделения от мигрирующих границ зерен глубже границы фирн–лед [Gow, 1969]. Таким образом, есть все основания полагать, что после завершения дезинтеграции включений воздуха на глубине $h = h_d$ количество включений в рекристаллизационном льду остается неизменным вплоть до верхней границы зоны трансформации пузырьков в гидраты воздуха ($h = h_{trans}$). Единственным процессом, изменяющим геометрические параметры системы включений в погружающихся слоях ледникового льда в интервале глубин $h_d < h < h_{trans}$, остается сжатие пузырьков под действием давления вмещающего их льда.

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИПОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ПО РАЗМЕРАМ ПОСЛЕ ЗАВЕРШЕНИЯ ИХ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ

В отличие от принятой автором упрощенной схемы (см. рис. 4, б), реальное строение льда на

границе фирн–лед характеризуется значительной изменчивостью размеров ледяных зерен и радиусов пор (см. рис. 4, а). В соответствии с этим ансамбль пузырьков воздуха, формирующийся ниже границы фирн–лед, представляет собой полидисперсную и весьма неоднородную по давлению газа систему включений. В основу теоретического анализа эволюции ансамбля газовых включений в интервале глубин $h_d < h < h_{trans}$ была положена модель уплотнения пузырькового льда [Salamatin et al., 1997; Lipenkov et al., 1997], сформулированная для монодисперсной системы пузырьков и использованная в данном случае для описания релаксационного сжатия включений, входящих в разные размерные группы. Исследование [Lipenkov, Salamatin, 2014] показало: 1) после завершения расшнуровки включений форма их распределения по размерам не изменяется со временем в процессе сжатия пузырьков и, следовательно, коэффициент вариации радиусов включений на любой глубине равен значению этого коэффициента на глубине завершения расшнуровки: $s = s_d = \text{const}$; 2) ансамбли включений воздуха, формирующиеся в разных условиях рекристаллизационного льдообразования, имеют одно и то же автомодельное распределение пузырьков по размерам, близкое к логнормальному распределению с $\sigma(\ln r) = 0.37 \pm 0.05$, $s = 0.38 \pm 0.05$ (см. рис. 3, б).

Однако более подходящим, чем горизонт h_d , уровнем для сравнения ансамблей включений воздуха в разных условиях льдообразования следует считать уровень замыкания пор h_c , так как только здесь, на границе фирн–лед, геометрические параметры системы гипогенных включений не зависят от давления воздуха в пузырьках и полностью определяются размером зерен ледяной породы (см. уравнение (4)).

Для характеристики размеров газовых включений на глубине h_c сложную систему удлиненных, часто разветвленных газовых включений, типичную для этого горизонта (см. рис. 1, а), мысленно заменим эквивалентной ей по объему системой сферических пузырьков, которая существовала бы на этой глубине, если бы дезинтеграция включений происходила мгновенно и одновременно с изоляцией пор.

Эта умозрительная система характеризуется такой же объемной концентрацией пузырьков, как и реальная, в то же время счетная концентрация и распределение пузырьков по относительным размерам в ней соответствуют тем, которые ансамбль приобретет после завершения “расшнуровки” всех включений. В работе [Lipenkov, Salamatin, 2014] показано, что в стационарных климатических условиях распределение абстрактных сферических пузырьков на границе фирн–лед $F_c(r_c)$ связано с распределением реальных пузырьков $F(r)$ на лю-

бой глубине в интервале $h_d < h < h_{trans}$ соотношением

$$F_c(r_c) = F(r_c/\zeta)/\zeta, \quad \zeta = \frac{r_c}{r} = \left(\frac{pT_c}{Tp_c} \right)^{1/3}, \quad (5)$$

где r , T , p – радиус включения, температура и среднее давления воздуха в пузырьках на глубине $h_d < h < h_{trans}$; r_c , T_c , p_c – соответствующие характеристики системы на границе фирн–лед до начала сжатия пузырьков. Давление p рассчитывается по модели уплотнения пузырькового льда [Salamatin et al., 1997]. Коэффициент вариации размеров пузырьков на глубине замыкания пор $s_c = s$, а среднее значение радиуса включений равно

$$\langle r_c \rangle = \zeta \langle r \rangle. \quad (6)$$

На основе этих соотношений и полученных в 8 пунктах бурения льда экспериментальных данных о размерах пузырьков на разных глубинах были определены значения $\langle r_c \rangle$ и s_c , характерные для различных условий рекристаллизационного льдообразования в современную климатическую эпоху (см. таблицу). Существование автомодельного распределения пузырьков по размерам, отвечающего логнормальному закону, означает, что значения $\langle r_c \rangle$, s и N , приведенные в таблице, дают исчерпывающую характеристику геометрических свойств включений воздуха, обусловленных их связью с размерами зерен льда на границе фирн–лед. Относительный объем логнормально распределенных включений воздуха (пористость ледяной породы c) определяется по формуле [Салтыков, 1976]

$$\begin{aligned} c/(1-c) &= (4/3)\pi \langle r \rangle^3 k^3 N \rho_i, \\ k &= \exp(\sigma^2(\ln r)) = 1 + s^2. \end{aligned} \quad (7)$$

В полном соответствии с (7) имеющиеся в нашем распоряжении данные по размеру и количеству включений во льду (см. таблицу) показывают отчетливую линейную связь (коэффициент детерминации $R^2 = 0.94$) между независимо полученными экспериментальными значениями $1/\langle r_c \rangle^3$ и N . Погрешность оценки $\langle r_c \rangle$ по известному значению N при использовании постоянного значения $s = 0.38$ не превышает 3%; погрешность оценки N по $\langle r_c \rangle$ не превышает 10% [Lipenkov, Salamatin, 2014].

На рис. 5 приведен стационарный голоценовый профиль изменения среднего радиуса включений воздуха $\langle r \rangle$ по глубине в районе станции Восток, рассчитанный по соотношению (6) для начального размера пузырьков $\langle r_c \rangle = 0.33$ мм. Как видно на рис. 5, расчетный профиль систематически отклоняется от измеренных значений (черные кружки) только в зоне расшнуровки пузырьков

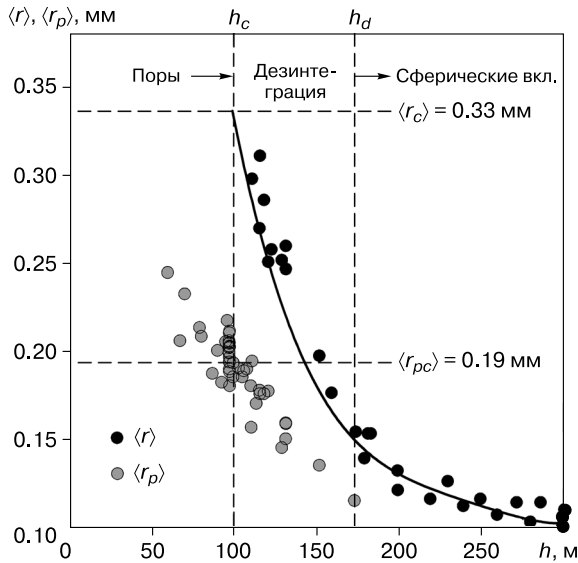


Рис. 5. Изменение по глубине среднего эквивалентного радиуса включений воздуха $\langle r \rangle$ и среднего радиуса цилиндрических пор и включений $\langle r_p \rangle$ в верхней части разреза ледниковой толщи в районе станции Восток.

Кружки – экспериментальные данные; кривая – расчетный профиль $\langle r \rangle(h)$ для начального радиуса $\langle r_c \rangle = 0.33$ мм, характерного для условий голоцена (пояснения в тексте).

(99–170 м). Незначительность наблюдаемого отклонения подтверждает вывод о том, что расшнуровка пузырьков в основном завершается в пределах первых метров ледяной толщи глубже границы фирн–лед (99–110 м). Измеренные радиусы пор и цилиндрических включений $\langle r_p \rangle$ (серые кружки на рис. 5) всегда меньше среднего эквивалентного радиуса пузырьков $\langle r \rangle$. Однако скорость уменьшения $\langle r_p \rangle$ с ростом глубины меньше скорости уменьшения $\langle r \rangle$, что отражает преимущественное сохранение цилиндрических включений с большим радиусом в процессе дезинтеграции.

Представив мгновенную расшнуровку всех пор на границе фирн–лед, по среднему радиусу пор и включений на этой глубине $\langle r_{pc} \rangle = 0.19$ мм и $\langle r_c \rangle = 0.33$ мм можем рассчитать значение параметра α для пузырьков в керне со станции Восток:

$$\alpha = \frac{4}{3} \left(\frac{\langle r_c \rangle}{\langle r_{pc} \rangle} \right)^3 \approx 7.$$

Независимый расчет α , выполненный на основе уравнений (2), (3) и результатов измерений N , дает $\alpha \approx 11.5$. Среднее арифметическое этих двух значений равно 9.2 ($\approx 2.9\pi$); оно рассматрива-

ется нами как наиболее надежная эмпирическая оценка параметра α . Это значение весьма близко к теоретическому значению ($\alpha \approx 9$), которое было получено для случая, когда диффузия водяного пара является основным механизмом замыкания пор [Shieh, Evans, 1991]. В целом приведенные выше экспериментальные данные подтверждают обоснованность предложенной нами схематизации процесса формирования ансамбля включений воздуха в рекристаллизационном льду.

ЗАВИСИМОСТЬ ГЕОМЕТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ СИСТЕМЫ ГИПОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ЛЬДУ ОТ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

Большинство исследователей (см. обзор в [Thorsteinsson, 1996]) полагают, что рост зерен льда в фирне подчиняется параболическому закону, согласно которому средняя площадь сечения ледяных зерен A увеличивается линейно с возрастом ледяных отложений τ . В соответствии с этим размер зерен льда на границе фирн–лед (A_c) связан с начальным размером зерен на поверхности ледника (A_s), скоростью роста зерен (k) и общей продолжительностью процесса льдообразования (τ_c) линейным уравнением

$$A_c = A_s + k\tau_c. \quad (8)$$

Экспериментальные значения k , полученные разными исследователями, показывают строгую корреляцию с температурой фирна, соответствующую классическому уравнению Аррениуса для термоактивируемых процессов:

$$k = k_0 \exp(-Q/RT), \quad (9)$$

где Q – энергия активации самодиффузии через межзеренные границы в агрегате льда; R – газовая постоянная; k_0 – предэкспоненциальный множитель; T – температура роста зерен, К. Здесь мы используем значения $Q = 46$ кДж/моль и $k_0 = 4.2 \cdot 10^7$ мм²/год, которые были получены для диапазона температур от -57 до -20 °С по результатам исследований ледяных кернов из 18 пунктов бурения в Антарктиде и Гренландии [Липенков и др., 1999]. Собранные в этой работе данные указывают также на наличие слабой зависимости A_s [мм²] от температуры поверхности ледника (T_s , К), которая может быть описана эмпирическим уравнением

$$A_s = -1.83 + 1.08 \cdot 10^{-2} T_s. \quad (10)$$

В стационарных климатических условиях $T_s \approx T_c \approx T$, следовательно, уравнения (8)–(10) позволяют оценивать размеры зерен на границе фирн–лед, если известны возраст льда на этой глубине и температура снежно-фирновой толщи.

Время, необходимое для преобразования снега в лед (возраст ледяной породы на границе фирн–лед τ_c), зависит главным образом от темпе-

ратуры снежно-фирновой толщи (T) и скорости аккумуляции твердых атмосферных осадков (b). Простое уравнение, позволяющее рассчитывать τ_c в стационарных условиях рекристаллизационного льдообразования, было получено в работе [Salamatin, Lipenkov, 2008] в результате анализа подобия профилей плотности ледяной породы с помощью физической модели уплотнения снежно-фирновых отложений [Salamatin et al., 2009]:

$$\tau_c = B \left[\frac{\mu d^n}{(g\rho_i b)^n} \right]^{1/(1+n)}, \quad (11)$$

$$\mu = \mu^* \exp \left[\frac{Q_p}{R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T^*} \right) \right],$$

где d – средняя относительная плотность ($d = \rho/\rho_i$) снежно-фирновых отложений от поверхности ледника до глубины h_c ; g – ускорение свободного падения; B – фактор формы профиля плотности; $Q_p \approx 58$ кДж/моль – энергия активации дислокационной ползучести и $\mu^* \approx 21$ МПа ^{n} ·год – нелинейная вязкость льда при температуре $T^* \approx 215.7$ К, установленные для показателя ползучести $n = 3.5$.

Значения структурных параметров модели d и B определены в работе [Salamatin et al., 2009] для двух типов поверхностных условий на полярных ледниках: 1) $d = 0.709$, $B = 2.76$ при $T_s < -24$ °С и $d_s < 0.42$; 2) $d = 0.745$, $B = 2.40$ при $T_s > -40$ °С и

$d_s > 0.38$; в зоне перекрытия условий берутся средние значения указанных параметров.

Значения τ_c и A_c , рассчитанные по уравнениям (8)–(11) для условий льдообразования (T , b , d_s) в 22 рассматриваемых пунктах бурения, приведены в таблице. Заметим, что расчетные значения τ_c незначительно (в среднем на 3 %) занижены по сравнению с имеющимися экспериментальными данными (τ_c^*), что можно объяснить возможной систематической погрешностью оценки средних вековых значений T и b по результатам современных наблюдений. Отметим также, что расчетные значения A_c в таблице соответствуют кубооктаэдрической аппроксимации формы ледяных зерен, которая была принята в [Липенков и др., 1999] для унификации экспериментальных данных из различных источников и расчета значений Q и k , используемых в настоящей работе.

На рис. 6, а приведен график $N(1/A_c^{1.5})$, построенный по расчетным значениям A_c [мм²] и измеренным значениям N [г⁻¹] из таблицы. Линейный характер связи между этими величинами подтверждает форму зависимости количества включений во льду от размера зерен на границе фирн–лед, представленную аппроксимирующим уравнением (4) с постоянным коэффициентом G . При расчете коэффициентов линейной регрессии не учитывались данные, полученные в пункте бурения КМ105, расположенном в поясе стоковых

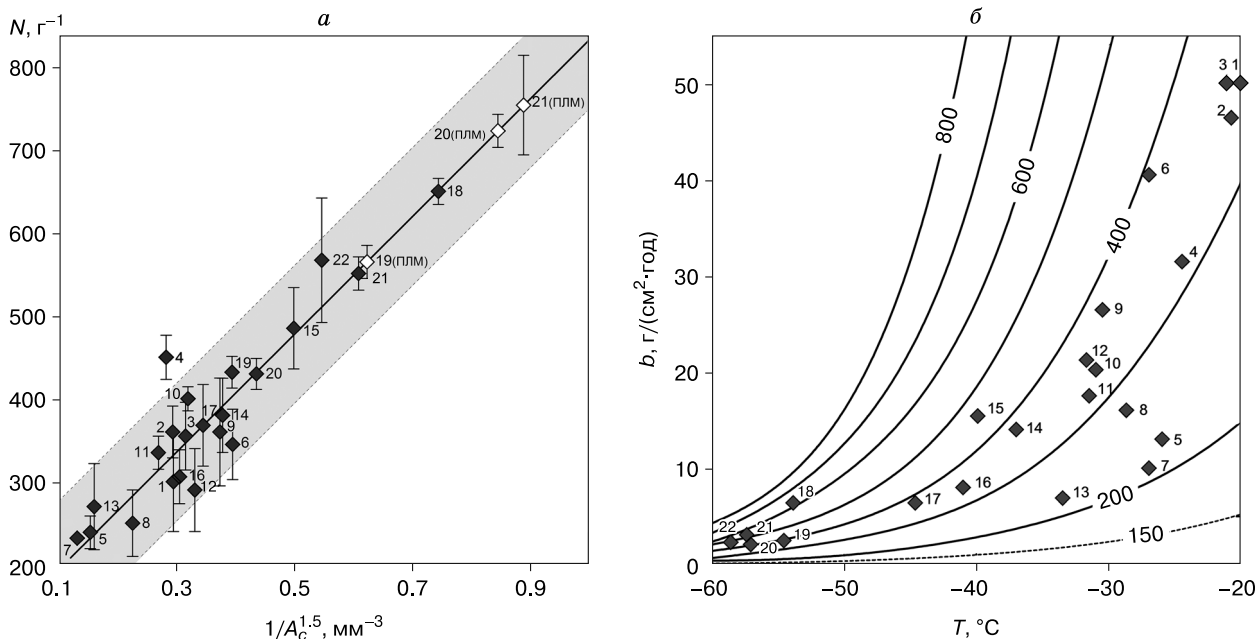


Рис. 6. Связь количества гипогенных включений воздуха во льду с условиями рекристаллизационного льдообразования.

a – зависимость счетной концентрации включений N от размера ледяных кристаллов на границе фирн–лед (A_c); вертикальные линии – погрешности (2σ) экспериментальных значений N (см. таблицу); заштрихованная полоса у линии регрессии – область погрешности (2σ) оценки N по A_c ; b – номограмма зависимости N от температуры и скорости b аккумуляции снега, при которых происходило льдообразование, рассчитанная по модели (8)–(12). 1–22 – порядковые номера пунктов бурения (см. таблицу).

ветров и характеризующемся необычно высокой для зоны холодного рекристаллизационного льдообразования плотностью поверхностного снега. Без учета этого пункта, по 21 паре значений A_c [мм²] и N [г⁻¹] методом наименьших квадратов получаем

$$N = 123 + 709/A_c^{1.5}, R^2 = 0.92. \quad (12)$$

Уравнения (7)–(12) образуют полуэмпирическую модель, связывающую счетную концентрацию пузырьков N и среднее значение радиуса включений на границе фирн–лед $\langle r_c \rangle$ с условиями льдообразования (T, b, d_s).

Отметим, что средние значения счетной концентрации включений во льду последнего ледникового максимума (белые ромбы на рис. 6, а), полученные по кернам станций Восток, Купол Фуджи и Конкордия, лишь немного выходят за пределы значений N во льду голоценового возраста. Поскольку климатические условия ПЛМ в Центральной Антарктиде были наиболее холодными для Земли на протяжении по крайней мере последних 800 тыс. лет [Jouzel et al., 2007], можно заключить, что установленные коэффициенты калибровочной прямой (12) действительны для всего диапазона условий рекристаллизационного льдообразования, характерного для нашей планеты на этом отрезке ее климатической истории.

Модель (8)–(12) была использована для расчета номограммы, позволяющей оценивать счетную концентрацию гипогенных включений во льду полярных ледников по температуре и скоро-

сти аккумуляции снега, при которых происходило льдообразование (см. рис. 6, б). Плотность поверхностного снега в этих расчетах принималась постоянной и равной $d_s = 0.4$. Погрешность оценки N по известным значениям T и b определяется шириной заштрихованной полосы на рис. 6, а, которая соответствует случайной ошибке $2\sigma \approx \pm 80$ г⁻¹.

По средним концентрациям включений воздуха во льду ПЛМ, измеренным в кернах станций Конкордия (565 г⁻¹), Купол Фуджи (754 г⁻¹) и Восток (723 г⁻¹), с помощью модели (8)–(12) были рассчитаны отвечающие им сочетания аккумуляции b и температуры T , при которых могло происходить льдообразование в эту эпоху. Соответствующие кривые $b(T)$ сопоставлены на рис. 7 с результатами палеоклиматических реконструкций, выполненных для времени ПЛМ с помощью традиционного метода интерпретации результатов изотопного анализа ледяных кернов (A1–A4), а также путем согласованной интерпретации изотопных данных и термограмм буровых скважин (B1–B3).

Стандартная практика реконструкции прошлых изменений температуры на поверхности антарктического ледника основана на использовании наблюдаемой в настоящее время пространственной связи между изотопным составом отложенного снега и температурой. В Восточной Антарктиде связь между содержанием дейтерия в снегу и температурой описывается линейной зависимостью с наклоном $\Delta(\delta D)/\Delta T \approx 6$ ‰/°C, который был установлен по данным многочисленных

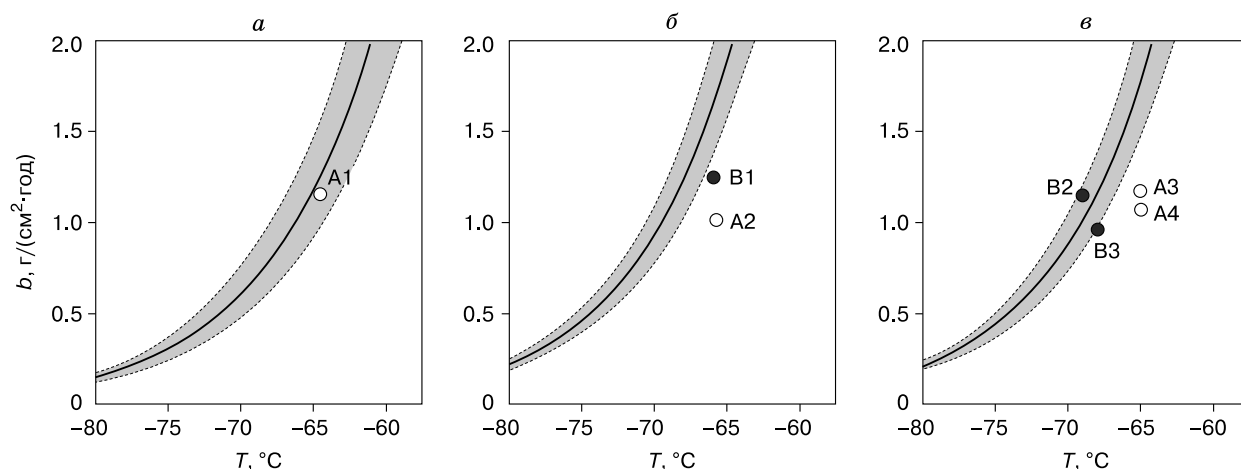


Рис. 7. Сопоставление результатов реконструкции температуры T и скорости аккумуляции льда b во время последнего ледникового максимума в районах станций Конкордия (а), Купол Фуджи (б) и Восток (в) с данными о количестве включений воздуха во льду.

Линия – соотношение между аккумуляцией и температурой, соответствующее средней концентрации включений воздуха во льду ПЛМ (см. рис. 2, таблицу); заштрихованная область у кривой – интервал погрешности 2σ . Белые кружки – результаты реконструкций T и b , основанных на традиционном подходе к интерпретации изотопных данных: A1 – [Jouzel et al., 2007], A2 – [Kawamura et al., 2007], A3 – [Petit et al., 1999], A4 – [Parrenin et al., 2004]. Черные кружки – результаты реконструкций, основанных на согласованной интерпретации изотопных данных и термограмм глубоких скважин: B1 – [Hondoh et al., 2002], B2 – [Salamatın et al., 1998], B3 – [Tsyganova, Salamatın, 2004].

походных исследований. Возможность применения этого коэффициента для реконструкции прошлых изменений температуры по данным изотопных анализов ледяных кернов подтверждается результатами расчетов, выполненных с помощью изотопных моделей глобальной циркуляции атмосферы [Jouzel *et al.*, 1997]. Изменение скорости аккумуляции снега в прошлом оценивают на основании установленной Г. Робинем зависимости количества осадков в Антарктиде от температуры [Robin, 1977].

Независимым источником информации о прошлых изменениях температуры поверхности ледника являются термограммы глубоких скважин. Для интерпретации термограмм применяются модели теплопереноса в ледниковом покрове, входными данными для которых служат в том числе и реконструированные по изотопным профилям ряды температуры и аккумуляции. Уточнение температурной калибровки изотопного палеотермометра и коррекция палеореконов осуществляются путем минимизации отклонения расчетного профиля температуры в леднике от измеренного [Salamatin *et al.*, 1998].

Из рис. 7 следует, что результаты совместной интерпретации изотопных профилей ледяных кернов и термограмм буровых скважин в целом лучше согласуются с данными о количестве воздушных включений во льду ПЛМ, чем реконструкции условий ПЛМ, основанные только на изотопных данных. Таким образом, использование геометрических параметров включений воздуха как структурных генетических признаков ледяной породы открывает новые возможности для уменьшения неопределенности результатов палеоклиматических реконструкций по данным ледяных кернов.

ВЫВОДЫ

В ходе исследования был получен большой объем новых экспериментальных данных о счетной концентрации газовых включений в ледяных кернах из шести различных по климатическим условиям районов Антарктиды. Установлены общие закономерности формирования системы газовых включений в рекристаллизационном льду, на основе которых создана полуэмпирическая модель, связывающая размеры и количество газовых включений с условиями рекристаллизационного льдообразования – температурой и скоростью аккумуляции снега. Выведенные соотношения всесторонне проверены и откалиброваны с помощью вновь полученных и ранее опубликованных данных о геометрических характеристиках пузырьков воздуха в 22 пунктах бурения в Антарктиде и Гренландии.

Результаты проведенного исследования закладывают теоретические основы нового метода

палеоклиматических реконструкций, основанного на зависимости количества и размера газовых включений в кернах полярных ледников от условий льдообразования. В частности, представляется перспективным совместное использование экспериментальных профилей счетной концентрации пузырьков и палеорядов изменения температуры, восстановленных по данным изотопного анализа ледяных кернов и термограммам буровых скважин, для реконструкции скорости аккумуляции снега в прошлом.

Автор выражает благодарность профессору А.Н. Саламатину за многочисленные обсуждения и ценные советы при подготовке статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-27-00030). Отдельные положения теории формирования и эволюции включений воздуха во льду (инвариантность распределения пузырьков по размеру в стационарных условиях льдообразования) разработаны при выполнении проекта РФФИ (№ 06-05-65174). Необходимые для исследования образцы ледяных кернов с антарктических станций Конкордия, Конен, Беркнер, Купол Талос, Купол Сайпл и Купол А были предоставлены автору по линии российско-французского сотрудничества в рамках Международной ассоциированной лаборатории “Ледниковые архивы данных о климате и окружающей среде”.

Литература

- Барков Н.И., Липенков В.Я.** Количественная характеристика структуры льда в районе станции Восток до глубины 1400 м // Материалы гляциол. исслед., 1984, вып. 51, с. 178–186.
- Barkov, N.I., Lipenkov, V.Ya., 1984. Quantitative characterization of ice structure at Vostok station to a depth of 1400 m. Materialy Glaciol. Issled. 51, 178–186.
- Липенков В.Я., Рыскин О.А., Барков Н.И.** О связи между количеством воздушных включений во льду и условиями льдообразования // Материалы гляциол. исслед., 1999, вып. 86, с. 75–92.
- Lipenkov, V.Ya., Ryskin, O.A., Barkov, N.I., 1999. Correlation between the number of air bubbles in ice and ice formation conditions. Materialy Glaciol. Issled. 86, 75–92.
- Салтыков С.А.** Стереометрическая металлография. М., Наука, 1976, 248 с.
- Saltykov, S.A., 1976. Stereometric Metallography. Nauka, Moscow, 248 pp. (in Russian)
- Шумский П.А.** Основы структурного ледоведения. М., АН СССР, 1955, 492 с.
- Shumskiy, P.A., 1955. Fundamentals of Structural Ice Science. AN SSSR, Moscow, 492 pp. (in Russian)
- Alley, R.B., Fitzpatrick, J.J.** Conditions for bubble elongation in cold ice–sheet ice // J. Glaciol., 1999, vol. 45, No. 149, p. 147–153.
- Bendel, V., Ueltzhoffer, K.J., Freitag, J., et al.** High-resolution variations in size, number and arrangement of air bubbles in the EPICA DML (Antarctica) ice core // J. Glaciol., 2013, vol. 59, No. 217, p. 972–980.
- Fegyveresi, J.M., Alley, R.B., Spencer, M.K., et al.** Late Holocene climate evolution at the WAIS Divide site, West

- Antarctica: bubble number-density estimates // *J. Glaciol.*, 2011, vol. 57, No. 204, p. 629–638.
- Gow, A.J.** Bubbles and bubble pressure in Antarctic glacier ice // *CRREL Res. Rep.*, 1968, vol. 249, p. 23.
- Gow, A.J.** On the rates of growth of grains and crystals in South Polar firn // *J. Glaciol.*, 1969, vol. 8, No. 53, p. 241–252.
- Gow, A.J., Williamson, T.** Gas inclusions in the Antarctic ice sheet and their glaciological significance // *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80 (36), p. 5101–5108.
- Hondoh, T., Shoji, H., Watanabe, O., et al.** Ice age and temperature predictions at Dome Fuji station, East Antarctica // *Ann. Glaciol.*, 2002, vol. 35, p. 384–390.
- Jouzel, J., Alley, R.B., Cuffey, K.M., et al.** Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *J. Geophys. Res.*, 1997, vol. 102, No. C12, p. 26,471–26,487.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., et al.** Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years // *Science*, 2007, vol. 317, p. 793, DOI: 10.1126/science.1141038.
- Kawamura, K., Parrenin, F., Lisiecki, L., et al.** Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years // *Nature*, 2007, vol. 448 (23 August 2007), DOI: 10.1038/nature06015.
- Kipfstuhl, S., Pauer, F., Kuhs, W.F., Shoji, H.** Air bubbles and clathrate hydrates in the transition zone of the NGRIP deep ice core // *Geophys. Res. Lett.*, 2001, vol. 28, No. 4, p. 591–594.
- Lipenkov, V.Ya.** Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core // T. Hondoh (Ed.). *Physics of ice core records*. Sapporo, Hokkaido Univ. Press, 2000, p. 243–282.
- Lipenkov, V.Ya., Duval, P., Hondoh, T., et al.** The climate signal in the air-bubble and air-hydrate records obtained from the deep Vostok ice core // *EOS: Abstract*, 1998, vol. 79, No. 45, Fall Meeting Suppl., p. F152.
- Lipenkov, V.Ya., Salamatin, A.N., Duval, P.** Bubbly ice densification in ice sheets: II. Application // *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 145, p. 397–407.
- Lipenkov, V.Ya., Salamatin, A.N.** Steady-state size distribution of air bubbles in polar ice // *Лед и снег*, 2014, т. 54, № 4, с. 20–31.
- Maeno, N., Ebinuma, T.** Pressure sintering of ice and its implication to the densification of snow at polar glaciers and ice sheets // *J. Phys. Chem.*, 1983, vol. 87, No. 21, p. 4103–4110.
- Martinierie, P., Raynaud, D., Etheridge, D.M., et al.** Physical and climatic parameters which influence the air content in polar ice // *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 1992, vol. 112, p. 1–13.
- Nichols, F.A., Mullins, W.W.** Morphological changes of a surface of revolution due to capillarity induced surface diffusion // *J. Appl. Phys.*, 1965, vol. 36, No. 6, p. 1826–1835, DOI: 10.1063/1.1714360.
- Ohno, H., Lipenkov, V.Ya., Hondoh, T.** Air bubble to clathrate hydrate transformation in polar ice sheets: A reconsideration based on the new data from Dome Fuji ice core // *Geophys. Res. Lett.*, 2004, vol. 31, p. L21401, DOI: 10.1029/2004GL021151.
- Parrenin, F., Remy, F., Ritz, C., Siegert, M.J., Jouzel, J.** New modeling of the Vostok ice flow line and implication for the glaciological chronology of the Vostok ice core // *J. Geophys. Res.*, 2004, vol. 109, D20102, DOI: 10.1029/2004JD004561.
- Pauer, F., Kipfstuhl, J., Kuhs, W.F., Shoji, H.** Air clathrate crystals from the GRIP deep core: a number-, size-, and shape-distribution study // *J. Glaciol.*, 1999, vol. 45, No. 149, p. 22–30.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., et al.** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*, 1999, vol. 399, No. 6735, p. 429–436.
- Robin, G. de Q.** Ice cores and climatic change // *Phil. Trans. Royal Soc.*, 1977, vol. 280, p. 143–168.
- Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya.** Simple relations for the close-off depth and age in dry snow densification // *Ann. Glaciol.*, 2008, vol. 49, p. 71–76.
- Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya., Barkov, N.I., et al.** Ice-core age dating and palaeothermometer calibration based on isotope and temperature profiles from deep boreholes at Vostok Station (East Antarctica) // *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, No. D8, p. 8963–8977.
- Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya., Barnola, J.-M., et al.** Snow/Firn densification in polar ice sheets / T. Hondoh (Ed.). *Physics of ice core records*. Sapporo, Hokkaido Univ. Press, 2009, vol. 2, p. 195–222.
- Salamatin, A.N., Lipenkov, V.Ya., Duval, P.** Bubbly ice densification in ice sheets: I. Theory // *J. Glaciol.*, 1997, vol. 43, No. 145, p. 387–396.
- Shieh, S.-Y., Evans, J.W.** The stability of cylindrical voids and of cylinders subject to closure by viscous flow or evaporation/condensation // *J. Appl. Phys.*, 1991, vol. 70, No. 6, p. 2968–2972.
- Shoji, H., Langway, C.C. Jr.** Mechanical properties of fresh ice core from Dye 3, Greenland // Langway C.C. Jr., Oeschger H., Dansgaard W. *Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry, and the Environment*. Washington, DC, Amer. Geophys. Union, 1985, p. 39–48. (Geophysical Monograph 33.)
- Shreve, R.L.** Migration of air bubbles, vapor figures, and brine pockets in ice under a temperature gradient // *J. Geophys. Res.*, 1967, vol. 72, No. 16, p. 4093–4100.
- Stauffer, B., Schwander, J., Oeschger, H.** Enclosure of air during metamorphosis of dry firn to ice // *Ann. Glaciol.*, 1985, vol. 6, p. 108–112.
- Stehle, N.S.** Migration of bubbles in ice under a temperature gradient // Ōura H. (Ed.). *Physics of Snow and Ice: International Conference on Low Temperature science, 1966: Proc.*, 1967, vol. 1, Pt. 1. Sapporo, Japan, Instit. Low Temperature Sci., Hokkaido Univ., p. 219–232.
- Thorsteinsson, T.** Textures and fabrics in the GRIP ice core, in relation to climate history and ice deformation // *Rep. on Polar Res.*, 1996, vol. 205, p. 1–145.
- Tsyganova, E.A., Salamatin, A.N.** Non-stationary temperature field simulation along the ice flow line “Ridge B–Vostok Station”, East Antarctica // *Материалы гляциол. исслед.*, 2004, вып. 97, с. 57–70.
- Ueltzhoffer, K.J., Bendel, V., Freitag, J., et al.** Distribution of air bubbles in the EDML and EDC (Antarctica) ice cores, using a new method of automatic image analysis // *J. Glaciol.*, 2010, vol. 56, No. 196, p. 339–348.
- Underwood, E.E.** *Quantitative stereology*. Reading, MA, USA, Addison-Wesley Publ. Co., 1970, 358 p.
- Watanabe, O., Jouzel, J., Johnsen, S., et al.** Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // *Nature*, 2003, vol. 422, No. 6931, p. 509–512.
- Weertman, J.** Bubble coalescence in ice as a tool for the study of its deformation history // *CRREL Res. Rep.*, 1968, No. 251, 17 p.

Поступила в редакцию
7 марта 2017 г.