

ВЫСОТНЫЙ ГРАДИЕНТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ $\delta^{18}\text{O}$ И δD В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ И В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ ВЫСОКОГОРНЫХ РАЙОНОВ

Ю.К. Васильчук, Ю.Н. Чижова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический и геологический ф-ты, 119991, Москва, Воробьевы горы, Россия, Vasilch@geol.msu.ru

Рассматривается высотный изотопный градиент в снежном покрове на ледниках разных горных регионов и основные причины нарушения высотной изотопной зональности. Обсуждаются наиболее часто встречающиеся значения градиента. Показано, что высотный изотопный эффект выражен обычно в зимних осадках, летом же, как правило, зависимость изотопного состава поверхностного снега от высоты менее выражена или отсутствует, что связано с характером выпадения снега из облака. Зимой снег обычно выпадает по мере подъема облака вверх по склону, а летом – чаще из облака, находящегося на одном высотном уровне или спускающегося вниз по склону.

Ледники, стабильные изотопы кислорода и водорода, свежеснежавший снег, снежный покров, высотный изотопный градиент, сезонность

ALTITUDINAL GRADIENT OF $\delta^{18}\text{O}$ AND δD IN PRECIPITATION AND SNOW COVER IN HIGH MOUNTAINS

Yu.K. Vasil'chuk, J.N. Chizhova

Lomonosov Moscow State University, Departments of Geology and Geography, 119991, Moscow, Vorobyovy Gory, Russia, Vasilch@geol.msu.ru

The altitudinal isotope gradient of snow cover of glaciers in different mountain regions is considered together with the main causes of infringement of altitude-isotope zonality. Generally observed values of gradient are discussed. It is shown that the altitudinal isotope effect in glaciers is expressed usually in winter snow, in summer the isotope composition of surface snow is independent of the altitude depending on the character of snow precipitation. In winter the snow falls as a cloud lifts up along a mountain slope. In summer it may often fall when a cloud stays at one height level or moves down a slope.

Glaciers, stable oxygen and hydrogen isotope, fresh snow, snow cover, altitudinal isotope gradient, seasonality

ВВЕДЕНИЕ

Цель статьи – исследовать вертикальное распределение $\delta^{18}\text{O}$ и δD в свежеснежавшем снеге ледниковых и неледниковых горных районов, продемонстрировать наличие высотной изотопной зональности (поясности), показать сезонность проявления высотной изотопной зональности в снежных осадках. Для этого помимо наших наблюдений на ледниках Кавказа были привлечены наиболее полные изотопные записи для других горных районов. В работе [Васильчук и др., 2005] мы сконцентрировали внимание на высотном изотопном эффекте, наблюдаемом в снежном покрове на леднике Гарабаши южного склона Эльбруса. Здесь мы хотели бы привести новые полученные нами изотопные данные по этому леднику, а также расширить сопоставление изотопных данных с другими ледниковыми и неледниковыми районами мира.

Взаимосвязь изотопного состава атмосферных осадков с высотой местности впервые исследована В. Дансгором, который в 1953 г. установил

наличие высотного эффекта изменения $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках [Dansgaard, 1953].

Г. Мозером и В. Штихлером [Moser, Stichler, 1970] на склоне Монблана было зафиксировано, что каждые 100 метров высоты значения δD в снеге уменьшались на 3–5 ‰ (рис. 1).

В Чилийских Андах для среднемесячных осадков на репрезентативных станциях получено интересное проявление высотного эффекта – в диапазоне высот от 0 до 1500 м градиент уменьшения $\delta^{18}\text{O}$ с высотой составляет 0,8 ‰/100 м, а выше (до высоты 4500 м) значение градиента снижается до 0,2 ‰/100 м [Schotterer et al., 1996].

Для значений $\delta^{18}\text{O}$ наиболее часто встречается вертикальный градиент от –0,15 до –0,6 ‰/100 м [Epstein, 1956; Friedman et al., 1964; Craig, Gordon, 1965; Moser, Stichler, 1970; Vogel et al., 1975; Siegenthaler, Oeschger, 1980; Holdsworth et al., 1991]. Рассмотрим данные по вертикальному распределению изотопных значений в поверхностном снеге и атмосферных осадках в ледниковых и неледни-

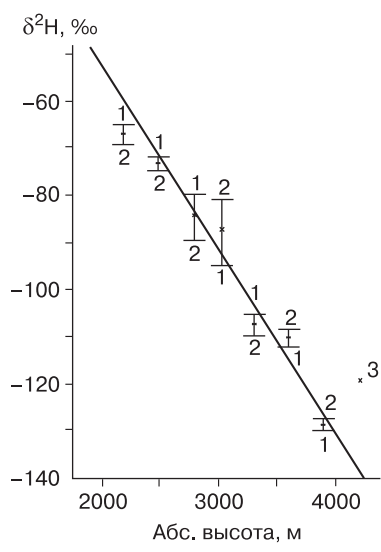


Рис. 1. Зависимость $\delta^2\text{H}$ свежевыпавшего снега от высоты отбора в горном массиве Монблан [Moser, Stichler, 1970]:

1, 2 – значения $\delta^2\text{H}$ принадлежат двум сериям образцов, отобранных на одной и той же высоте на расстоянии 30 м друг от друга; 3 – среднее значение $\delta^2\text{H}$ в образцах на соответствующей высоте отбора.

ковых горных районах: в Приэльбрусье, в Штубайских Альпах (ледник Фернагфернер, Австрия), на горе Этна, в атмосферных осадках Эквадора, на восточном склоне Анд (Аргентина), в горах Аляски (горы Логан, Мак-Кинли), на леднике Робертсон в Скалистых горах Канады, на леднике Баишуи (Тибетское плато, Китай), в предгорьях Гималаев (район Гошер, Утгараханд, Индия), в Антарктиде и Гренландии.

ВЫСОТНЫЙ ИЗОТОПНЫЙ ГРАДИЕНТ В РАЗНЫХ ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНАХ МИРА

Нами были выполнены изотопные исследования снега зимой 2001 г. на разных высотах на леднике Гарабаша, расположенном на южном склоне Эльбруса. В распределении изотопного состава в поверхностном снеге на высотах от 3100 до 3900 м, относящемся к одному снегопаду 8 февраля 2001 г., четко видна высотная зависимость – уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD с увеличением высоты (рис. 2). В образце на высоте 3100 м значение $\delta^{18}\text{O}$ составило $-17,81\text{‰}$ ($\delta\text{D} = -128,1\text{‰}$), а в образце, отобранном на высоте 3900 м, $\delta^{18}\text{O} = -28,24\text{‰}$ ($\delta\text{D} = -217,1\text{‰}$), таким образом, высотный эффект составил $-1,3\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-11,1\text{‰}$ по δD на 100 м высоты.

Судя по распределению $\delta^{18}\text{O}$ и δD в январском свежевыпавшем снеге (2001 г.) на леднике Гарабаша и прилегающем склоне (см. рис. 2), гра-

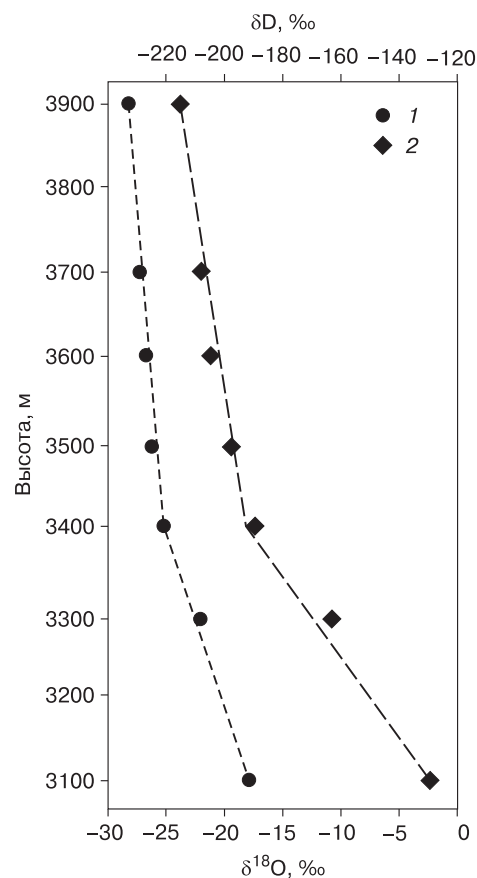


Рис. 2. Высотный изотопный эффект в свежевыпавшем снеге на леднике Гарабаша (снегопад 8 февраля 2001 г.):

1 – $\delta^{18}\text{O}$; 2 – δD .

диенты $\Delta\delta^{18}\text{O}/\text{высота}$ и $\Delta\delta\text{D}/\text{высота}$ неодинаковы на разных высотах. В интервале высот 3100–3400 м они явно больше, составляя $-2,4\text{‰}/100\text{ м}$ по $\Delta\delta^{18}\text{O}$ и -20‰ по $\Delta\delta\text{D}$ по сравнению с $-0,6\text{‰}/100\text{ м}$ по $\Delta\delta^{18}\text{O}$ и -6‰ по $\Delta\delta\text{D}$ на высотах 3400–3900 м.

Градиент $\Delta\delta^{18}\text{O}$ в зоне аккумуляции ледника Гарабаша очень близок к наиболее часто отмечаемому в большинстве горных регионов, где этот градиент обычно варьирует от $-0,3$ до $-0,8\text{‰}/100\text{ м}$. Значения же $\Delta\delta^{18}\text{O}$ в зоне абляции ледника и прилегающем склоне аномально велики и, вероятно, связаны с интенсивной разгрузкой воздушных масс на этих высотах при подступах к леднику.

Нами зафиксировано отсутствие выраженного высотного изотопного эффекта в поверхностном снеге на леднике Гарабаша в летние сезоны: в поверхностном снеге 1998 г. высотный изотопный эффект отсутствовал, а в 2008 г. выражен обратный эффект (рис. 3).

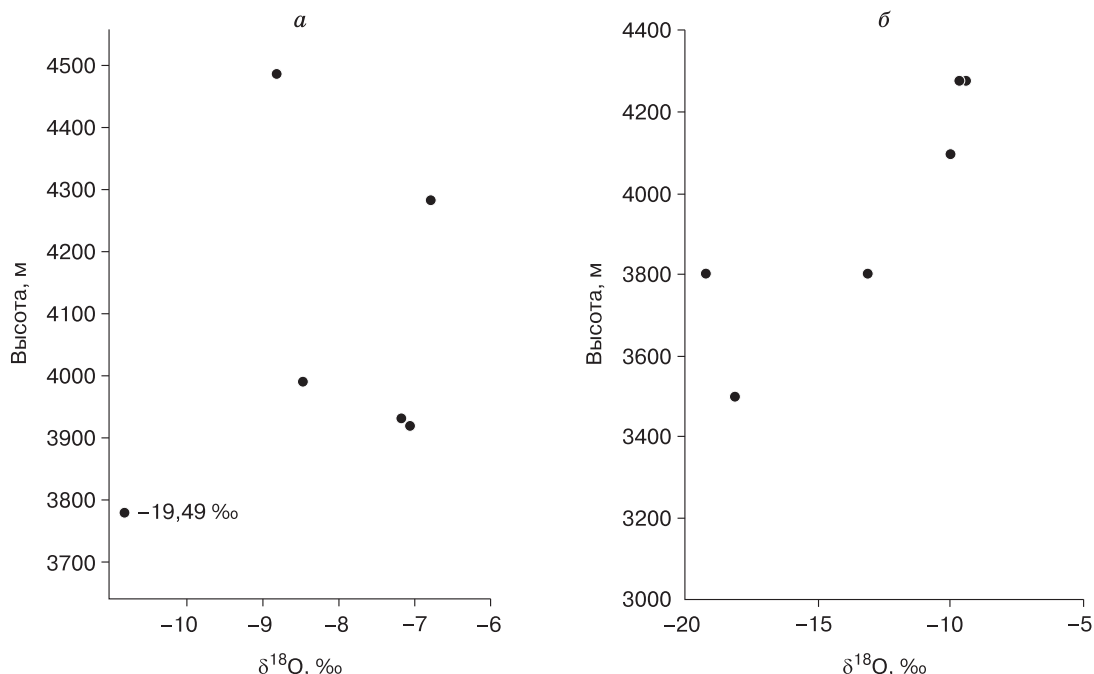


Рис. 3. Отсутствие высотного изотопного эффекта в поверхностном снеге на леднике Гарабаши летом 1998 г. (а) и летом 2008 г. (б).

Определения выполнены в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на масс-спектрометре Delta V.

В Штубайских Альпах на леднике Фернагфернер в декабре 2005 г. в поверхностном снеге на высотах от 500 до 3000 м нами не отмечено проявления высотного изотопного эффекта (рис. 4).

Высотный изотопный эффект был установлен для атмосферных осадков Швейцарских Альп. В ходе исследования изотопного состава с 1994 по 2001 г. на пяти станциях, расположенных в диапазоне высот от 379 м (ст. Локарно) до 1950 м (ст. Гримсель) было получено среднее значение высотного градиента около $-0,2$ ‰/100 м при

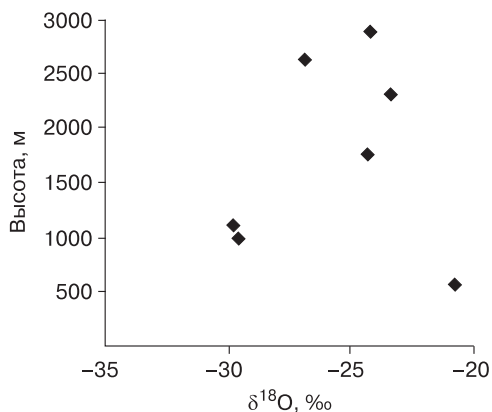


Рис. 4. Отсутствие высотного изотопного эффекта в поверхностном снеге в Штубайских Альпах (ледник Фернагфернер, Австрия).

Отбор проб выполнила И. Павлова зимой 2005 г.

уменьшении средних значений $\delta^{18}\text{O}$ от $-9,69$ ‰ в Берне (высота 541 м) до $-13,25$ ‰ на ст. Гримсель (рис. 5). При этом закономерное облегчение изо-

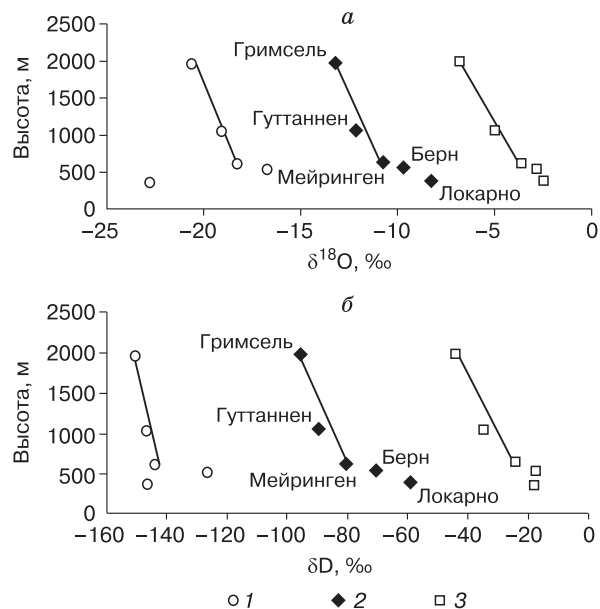


Рис. 5. Высотный изотопный эффект в атмосферных осадках Альп для периода 1994–2001 гг. [Schürch et al., 2003]:

1 – средние экстремально низкие значения; 2 – средние значения; 3 – средние экстремально высокие значения.

топного состава осадков с высотой было получено не только для средних многолетних значений, но и для экстремально низких и экстремально высоких для этого района значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD [Schürch et al., 2003].

На леднике № 1 Баишуи, в горах Хендгдуан в Китае (южное окончание Тибетского плато), было зафиксировано проявление “нормального” высотного изотопного эффекта в поверхностном слое зимнего снега и свежевывавшем летнем снеге, при этом в лежалом снежном покрове в летний сезон отмечена “обратная” высотная изотопная зональность. Образцы снега зимнего сезона отбирались в ноябре 2002 г., летнего – в июле 2000 г. В зимний сезон на трансекте от высоты 3200 до 4900 м в свежевывавшем снеге среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -10,56\text{‰}$, а градиент $\delta^{18}\text{O}$ /высота составил $-0,22\text{‰}/100\text{ м}$ (рис. 6). Летом по значениям $\delta^{18}\text{O}$ в лежалом поверхностном снеге выше снеговой линии (4800–5050 м) был выявлен обратный высотный эффект (см. рис. 6) – при среднем значении $\delta^{18}\text{O} = -6,57\text{‰}$ градиент составил $1,37\text{‰}/100\text{ м}$ [Pang et al., 2006]. При этом в летнем снегопаде ниже снеговой линии (4420–4750 м) “нормальный” высотный изотопный эффект ярко выражен и составил $-1,3\text{‰}/100\text{ м}$ при средних значениях $\delta^{18}\text{O}$ снега, равных $-9,48\text{‰}$. Авторы указывают на возможную причину такого большого значения изотопного градиента: несмотря на то что летний свежевывавший снег был отобран всего лишь через день после выпадения, он мог подвергнуться испарению и таянию, которое усиливается с понижением высоты, и поэтому на меньших высотах снег может изотопически обогащаться по

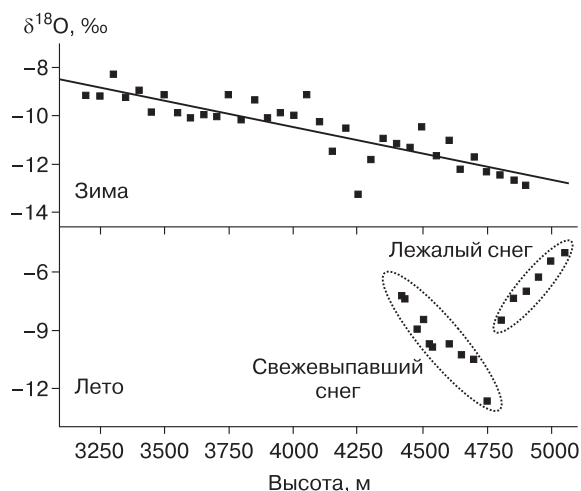


Рис. 6. Проявление “нормального” высотного изотопного эффекта в свежевывавшем зимнем и летнем снеге и “обратного” высотного изотопного эффекта в лежалом летнем поверхностном снеге на леднике № 1 Баишуи (Китай) [Pang et al., 2006].

Высотный градиент $\delta^{18}\text{O}$ для семи снегопадов на леднике Робертсон (Скалистые горы, Канада) [Moran et al., 2007]

Номер снегопада	Дата выпадения снега	Дата отбора образцов	Градиент, ‰/100 м
1	10–11.02.2002	15.02.2002	0,5
2	15–16.03.2002	17.03.2002	-0,3
3	28–30.10.2003	07.11.2003	1,6
4	10–11.11.2003	14.11.2003	0,7
5	01–03.01.2004	07.01.2004	1,8
6	23–31.01.2004	17.02.2004	0,3
7	27.02–07.03.2004	07.03.2004	-0,02

сравнению со снегом на больших высотах, что увеличивает значение градиента. Нам это объяснение не представляется таким уж очевидным, поскольку за сутки на высотах выше 4 км метаморфизм снега вряд ли может быть столь значительным, скорее, причиной является первичная высотная дифференциация $\delta^{18}\text{O}$ в свежевывавшем снеге. В этом исследовании отчетливо выражена сезонность высотного изотопного распределения и градиента.

Высотный изотопный эффект изучался на леднике Робертсон в Скалистых горах Канады, – было исследовано изменение изотопного состава свежевывавшего снега семи зимних снегопадов в диапазоне высот 1800–3000 м (табл. 1).

В снегопадах № 7 и 2 Т.А. Моран с соавт. [Moran et al., 2007] зафиксировали отрицательную величину градиента, составляющую $-0,02$ и $-0,3\text{‰}/100\text{ м}$ соответственно, в остальных случаях выпадения осадков высотный изотопный градиент был положительным (рис. 7). Для каждого снегопада изучалась синоптическая ситуация. Это изучение показало, что снегопады № 2 и 7 (сред-

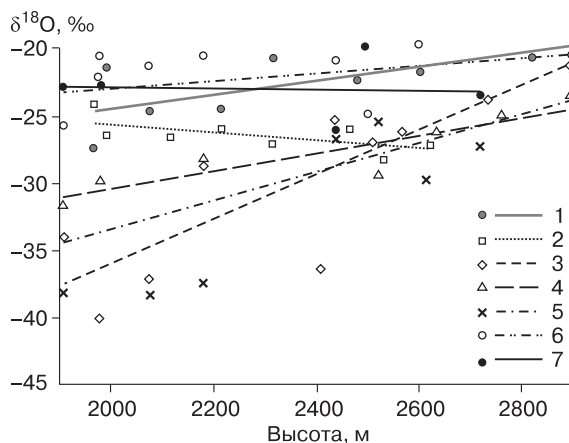


Рис. 7. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ в свежевывавшем снеге по высоте на леднике Робертсон (Скалистые горы, Канада) [Moran et al., 2007]: 1–7– номера снегопадов.

ние значения $\delta^{18}\text{O}$ для которых составили $-26,5$ и $-23,0$ ‰ соответственно), прошедшие в марте, сопровождались поднятием воздушных масс по склону, снегопады № 1, 4, 6 (февраль, ноябрь, февраль), в которых градиент был положительным, но не превышал 1 ‰/100 м при средних значениях $\delta^{18}\text{O} = -22,6, -27,7, -22,0$ ‰ соответственно, были результатом западного переноса, а снегопады № 3 и 5 (ноябрь, январь), в которых градиенты положительны и весьма значительны при средних значениях $\delta^{18}\text{O} = -30,0, -29,5$ ‰, – результатом северо-западного переноса воздушных масс [Moran et al., 2007].

Наиболее интересным в этом исследовании является то, что положительный градиент, т. е. обратный высотный изотопный эффект, отмечен в свежеснежавшем снеге конкретного снегопада в зимний сезон. Как правило, обратный высотный изотопный эффект проявляется, когда анализируются образцы длительного накопления (месячные, сезонные или годовые слои), которые представляют различные временные серии отложения снега на разных высотах.

Высотный изотопный эффект изучался в горах Аляски. Исследовались снежные осадки и снежный покров в различных местоположениях (от побережья до ледника Логан (гора Логан)) на разных высотах (от 4000 до 6000 м). На рис. 8 представлены средние значения $\delta^{18}\text{O}$ на 19 станциях от побережья до ледника. Видно, что на разных высотах значения градиента $\delta^{18}\text{O}$ /высота существенно изменяются: от 0 до 2000 м градиент составил около $-0,65$ ‰/100 м, а на высотах 2000–6000 м значение градиента $-0,3$ ‰/100 м [Fisher et al., 2004].

Исследования высотного изотопного эффекта на леднике Денали (гора Мак-Кинли, Аляска) [Vachon, 2003] показали существование очень больших вариаций величины градиента на разных высотах: в свежеснежавшем снеге на высотах от 2200 до 3000 м градиент $\delta^{18}\text{O}$ составил $-0,3$ ‰/100 м (см. [Васильчук и др., 2005, рис. 3]), а на высотах от 4000 до 5200 м в том же свежеснежавшем снеге градиент составил $-0,9$ ‰/100 м. В диапазоне высот 5600–6100 м по изотопным значениям снега в шурфах получена аномальная величина градиента $-1,58$ ‰/100 м. Пересчет изотопных значений в градиент понижения температуры с высотой показал, что такой значительный градиент (10 – 20 и даже до 40 °C/км), отмеченный на леднике Денали [Vachon, 2003], не очень реалистичен ни для сухих, ни для влажных адиабатических (т. е. в воздухе, насыщенном водяным паром) условий. Возможно, подобные градиенты изменения температуры с высотой могут существовать только в условиях, когда часть теплого воздуха движется вверх по склону сквозь окружающий холодный воздух до тех пор, пока темпера-

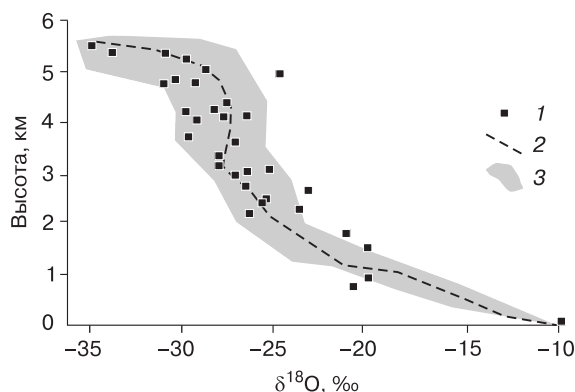


Рис. 8. Высотный изотопный эффект в снеге Аляски [Fisher et al., 2004]:

1 – среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$; 2 – модель; 3 – область моделирования.

тура поднимающегося воздуха будет выше окружающей холодной воздушной массы. Именно это было отмечено на леднике Денали на Аляске, где на высотах выше 5500 м температурный градиент достигал 20 – 23 °C/км. Происходило это вследствие вторжения теплых циклонов в сухой холодный тропосферный воздух. Считается, что контакт между теплым и холодным воздухом может приводить к очень быстрому уменьшению температурного градиента [Vachon, 2003].

Зависимость значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD от высоты прослеживается и в поверхностных слоях снежного покрова Антарктиды и Гренландии. Однако высотная изотопная зональность в Антарктиде имеет свои особенности. Так, значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в снеге и фирне, отобранном в краевой зоне Восточной Антарктиды ниже 1000 м над уровнем моря, почти не зависят от высоты. Это объясняется характером рельефа этой части Антарктиды, где на расстоянии всего 40 – 50 км от побережья высота поверхности достигает 1000 м. Высота 1000 м примерно соответствует нижнему уровню выпадения осадков, и температуры у поверхности ледникового покрова не отражают первоначальных условий конденсации атмосферной влаги. Почти постоянный изотопный состав снега в береговой полосе может быть обусловлен ветровым перераспределением [Васильчук, Котляков, 2000].

Другой причиной служит абляция, затрагивающая главным образом летние осадки и уменьшающаяся вверх по склону. Отсутствие связи между поверхностными температурами и температурами конденсации осадков, вероятно, объясняет и результаты изотопных исследований на куполе Лоу, где абсолютная высота изменяется от 300 до 1400 м на протяжении 100 км. Высотный изотопный эффект оказался здесь ниже ожидаемого. Од-

нако по данным 23 станций Антарктического полуострова (согласно сообщению В. Дансгора), значения $\delta^{18}\text{O}$ (от $-12,6$ до $-27,9$ ‰) в интегральных пробах, отбиравшихся из скважин на протяжении 15 лет, хорошо коррелируют с температурой на глубине 10 м, а зависимость изотопного состава осадков от температуры удовлетворительно описывается простой рельефской моделью.

В отличие от прибрежных станций все внутриконтинентальные гренландские и антарктические станции, находящиеся выше 1400 м и далее 100 км от побережья, показывают обычный изотопный эффект, т. е. уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD с увеличением абсолютной высоты местности. В целом и в сравнительно простом рельефе Антарктиды и Гренландии, и в более сложном горном рельефе уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ на 100 м высоты находится в пределах $(-0,5 \pm 0,35)$ ‰ [Васильчук, Котляков, 2000].

ВЫСОТНЫЙ ИЗОТОПНЫЙ ГРАДИЕНТ В НЕЛЕДНИКОВЫХ ГОРНЫХ РАЙОНАХ

В неледниковых горных районах для величины высотного изотопного градиента также отмечается вариабельность в зависимости от высоты и сезона выпадения осадков. Уменьшение величины высотного изотопного градиента можно наблюдать в изотопном составе атмосферных осадков на восточном склоне Анд в Аргентине, где он составил $-0,6$ ‰/100 м на высотах до 2000 м и $-0,2$ ‰/100 м на высотах более 2000 м [Vogel et al., 1975].

Наблюдаемый высотный изотопный эффект по $\delta^{18}\text{O}$ составляет от $-0,1$ до $-0,6$ ‰/100 м, обычно уменьшаясь с высотой [Vogel et al., 1975]. Для прибрежных районов США высотный эффект по δD составил -4 ‰/100 м [Friedman et al., 1964], Х. Мозер сообщает для Германии величину изотопного градиента по водороду $-2,5$ ‰/100 м, а

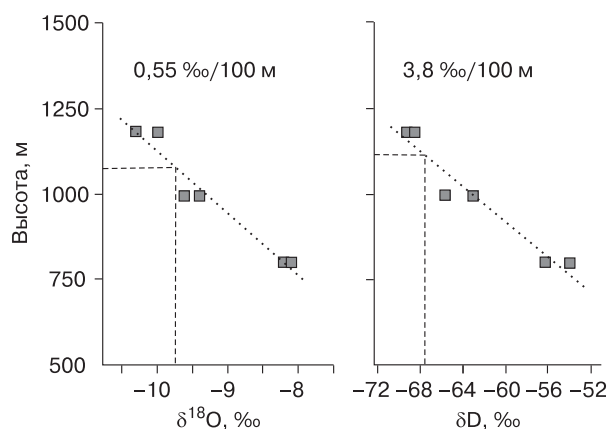


Рис. 9. Проявление изотопного высотного эффекта в дождевых осадках низкогорья Гималаев.

Пунктирная линия – изотопный состав воды ручья [Shivanna et al., 2008].

для Чили градиент изменения δD с высотой составил от -1 до -4 ‰/100 м.

Изменение характера высотного изотопного градиента зафиксировано также для дождя на горе Этна [D'Alessandro et al., 2004]. На г. Этна в течение трех лет (с октября 1997 по октябрь 2000 г.) измерялся изотопно-кислородный состав дождя на разных высотных уровнях (от уровня моря до 2900 м) и получены два значения высотного изотопного градиента, равные $-0,27$ ‰/100 м для высот до 1000 м и $-0,06$ ‰/100 м для 1000–2900 м. В нижней высотной зоне полученный градиент коррелирует со средним значением для низкогорий, которое составляет $-0,28$ ‰/100 м [Poage, Chamberlain, 2001], за исключением высокоширотных регионов. В верхней высотной зоне значение градиента сильно падает, при этом некоторые авторы, наоборот, отмечают тенденцию возрастания градиента с высотой [Scholl et al., 1996]. Здесь наблюдается та же особенность, что и установленная нами на южном склоне Эльбруса, когда на небольших высотах градиент более выражен, а с высотой резко уменьшается, хотя абсолютные значения градиентов на Эльбрусе и г. Этна заметно различаются.

На северо-западе Канады, где было установлено интересное распределение изотопных значений на высотах более 1750 м [Holdsworth et al., 1991], обнаружены две “нормальные” градиентные зоны (интервалы высот 1750–3350 и 5300–5930 м), разделенные зоной безградиентных изотопных значений (от 3350 до 5300 м). Авторы объясняют это существованием двух вертикальных зон, для которых источники влаги находятся в разных тропосферных зонах, разделенных слоем смешения воздушных масс [Holdsworth et al., 1991; D'Alessandro et al., 2004].

Р. Гонфиантини с соавторами [Gonfiantini et al., 2001] исследовали проявление высотного изотопного эффекта в осадках на г. Камерун в Африке и вдоль двух трансектов от р. Амазонки до высокогорного плато Альтиплано в Боливии. В Боливии отмечены низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в летних дождях и высокие в зимних осадках. При этом соотношение δD и $\delta^{18}\text{O}$ линейно и имеет коэффициент 7,5. Высотный изотопный градиент для двух трансектов Боливии в диапазоне высот 0–6000 м составил $-0,24$ ‰/100 м. На горе Камерун высотный изотопный градиент составил $-0,15$ ‰/100 м в диапазоне высот 0–4000 м [Gonfiantini et al., 2001].

Высотный изотопный эффект выражен в дождевых осадках предгорья Гималаев. В районе Гошер, Утгараханд (Индия) отбирались образцы дождевых вод в течение сентября и декабря 2004 г., высотный градиент на высотах 750–1200 м составил $-0,55$ и $-3,8$ ‰/100 м для $\delta^{18}\text{O}$ и δD соответственно (рис. 9). Изотопный состав воды ручья близок к составу дождевой воды [Shivanna et al., 2008].

В атмосферных осадках Экватора, по многолетним наблюдениям, высотный изотопный эффект по δD составил не более $-1,65\text{‰}/100\text{ м}$, что соответствует примерно $-0,16\text{‰}/100\text{ м}$ по $\delta^{18}\text{O}$. Эти данные получены по среднегодовым значениям δD на 12 станциях сети МАГАТЭ, расположенных в диапазоне высот до 3150 м от уровня моря [Hobson et al., 2003].

СЕЗОННОСТЬ ВЫСОТНОГО ИЗОТОПНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Как известно, наличие высотного изотопного эффекта связано с закономерным падением температуры и давления водяного пара с высотой. У. Зигенталер и Х. Эшгер [Siegenthaler, Oeschger, 1980] рассчитали относительное уменьшение содержания пара с высотой, равное $-3,6\text{‰}/100\text{ м}$ (что вызвано падением температуры на $-0,53\text{ °C}/100\text{ м}$). Рассчитанный ими изотопный эффект составил $-0,2\text{‰}/100\text{ м}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-1,5\text{‰}/100\text{ м}$ по δD .

Нами установлено, что вертикальное распределение $\delta^{18}\text{O}$ и δD непосредственно связано с сезоном наблюдений. Обычно в зимних осадках “нормальный” вертикальный изотопный градиент фиксируется почти всегда, а в летних – лишь изредка.

Одним из главных изотопных эффектов, отмеченных при выпадении снега на леднике Гарабаши, является сезонность в проявлении высотной изотопной зональности. Вертикальная изотопная зональность значительно ярче выражена в зимних осадках и слабо проявляется или отсутствует в осадках, выпадающих с апреля по октябрь. Летние осадки чаще образуются при конденсации пара в облаках, переваливающих через линию Главного Кавказского хребта, и обрушиваются либо одновременно, либо последовательно из облаков, находящихся примерно на одной высоте в течение всего времени выпадения осадков. Это приводит к выпадению изотопически однородного снега как на вершинах, так и на склонах и даже в долинах. Зимние воздушные массы, как правило, холодные и относительно сухие. Достигая Эльбруса, они обычно продвигаются снизу из долин вверх по склону, постепенно теряя влагу в результате снегопадов, что, вероятно, и является главным фактором формирования нормальной высотной изотопной зональности в зимнем свежевывавшем снеге.

Таким образом, нарушение проявления этого эффекта может быть объяснено несколькими причинами. Во-первых, это круглогодичное снегонакопление в горах, благодаря чему выше снеговой линии накапливается весь годовой снег – и зимний изотопически легкий, и летний изотопически тяжелый. При этом ниже снеговой линии остающийся снежный покров не имеет весеннего и летнего снега, который если и выпадает, то быстро

стаивает, оставляя на поверхности снежного покрова изотопически легкий зимний снег. Такая ситуация может привести к формированию обратного высотного изотопного эффекта в поверхностном снеге, что мы наблюдали на леднике Гарабаши летом 1998 и летом 2008 г.

Во-вторых, зачастую на горных склонах выпадение снега происходит на одном уровне конденсации, когда большое облако распространяется над склоном в значительном диапазоне высот и выпадающий из него снег имеет однородный изотопный состав (рис. 10).

Нарушения высотного изотопного эффекта или проявления обратного эффекта были зафиксированы в разных горных системах, например в Сьерра Невада, в горах святого Элиаса (Канада) [Holdsworth et al., 1991], в Гиндукуше (Афганистан) [Niewodniczan'ski et al., 1981], на больших высотах на Монблане (Франция) [Moser, Stichler, 1975]. В этих случаях основными причинами нарушений являются преобразования снежной толщи после отложения снега, участие другого источника влаги или турбулентное перемешивание воздушных масс из-за орографических барьеров. Напомним,

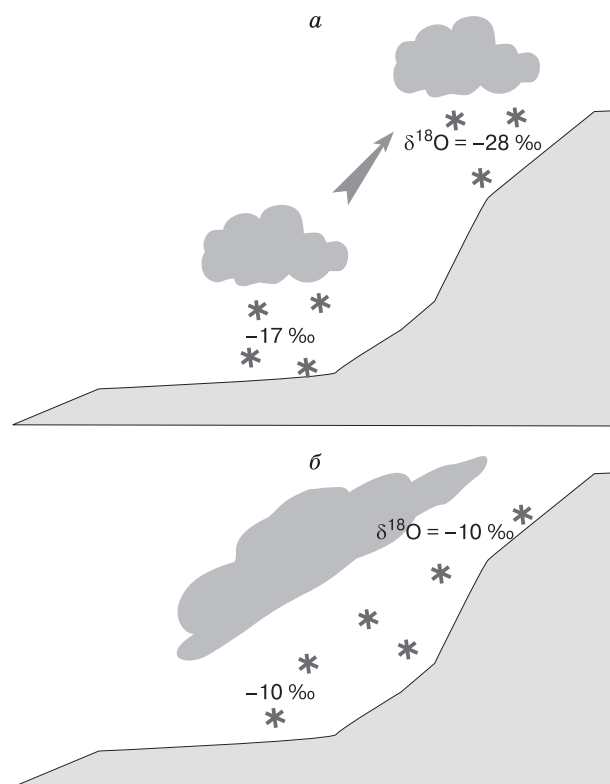


Рис. 10. Формирование высотного изотопного эффекта при продвижении воздушной массы вдоль горного склона снизу вверх (а) и отсутствие высотного изотопного эффекта при выпадении снега из одной воздушной массы, растянувшейся над всем склоном (б).

что в статье [Васьичук и др., 2005, рис. 4] также описано отсутствие высотного изотопного эффекта в снеге на ледниках Чангме-Кхангпу и Дасуопу в Гималаях и на леднике Левис в Африке.

Еще одной причиной нарушения высотного изотопного эффекта может быть большое расстояние от местного источника влаги. Такая ситуация отмечается вблизи морского побережья или на островах, например, в Канадском Арктическом архипелаге, где Баффинов залив вносит существенный вклад в образование запасов влаги (более 20 %) на обращенных к нему склонах островов. Изотопные данные говорят о сочетании здесь двух факторов в процессе конденсации атмосферной влаги. Первый фактор – орографический, благодаря которому происходит адиабатическое охлаждение воздушных масс на склонах, обращенных к Баффинову заливу. Второй фактор – движение масс воздуха в северо-западном направлении над восточной частью о-вов Королевы Елизаветы, при котором происходит обычное изобарическое (т. е. происходящее при постоянном давлении) охлаждение. Эти воздушные массы приносят осадки с одного уровня конденсации и непрерывно обедняют влагу изотопом ^{18}O . Не исключено также, что дополнительным источником влаги служит Северный Ледовитый океан, однако его вклад в снежный покров о-вов Канадского Арктического архипелага меньше вклада Баффинова залива.

Можно рассмотреть еще один фактор, меняющий изотопный состав. Это изотопное обогащение ^{18}O и ^2H капель дождя при их падении, которое велико на небольших высотах, где уровень облаков обычно высок относительно поверхности земли. Этот эффект был назван “псевдовысотным” [Moser, Stichler, 1970, 1975] и наблюдался в межгорных долинах. Обогащение падающих капель при испарении приводит к заметному уменьшению величины дейтериевого эксцесса, и, таким образом, дейтериевый эксцесс маркирует этот процесс испарения влаги. Однако для снежных

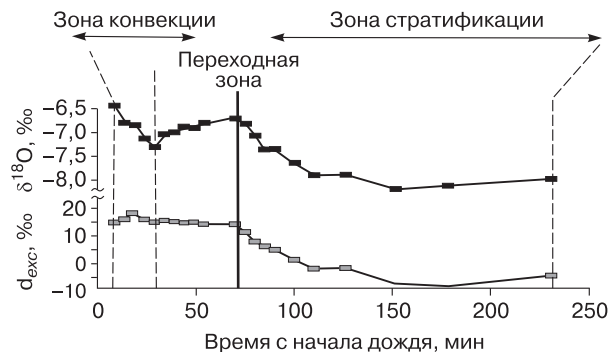


Рис. 11. Облегчение изотопно-кислородного состава и изменение величины дейтериевого эксцесса в процессе выпадения тропического ливневого дождя в Сахеле [Risi et al., 2009].

осадков этот эффект малозначим, так как при сублимации снежинок фракционирование ничтожно мало.

Одним из важных факторов, влияющих на проявления высотного изотопного эффекта, является так называемый количественный эффект, связанный со стадией выпадения атмосферных осадков (снега или дождя). Так, в начале выпадения ливня или интенсивного снегопада изотопный состав несколько тяжелее, чем в последующих фазах. Это подтверждено как модельными, так и натурными наблюдениями (рис. 11).

Интересно отметить, что высотная изотопная зональность атмосферных осадков учитывается даже при решении геологических задач, например при исследовании истории орогенеза и геодинамики крупных геологических структур. Так, по изотопному составу карбонатов Боливийского Альтиплано (центральное Андское плато), датированных палеомагнитным способом, было установлено, что поднятие поверхности с высоты 1,5 до 3,5 км произошло между 10,3 и 6,8 млн лет назад, когда Альтиплано поднялось на современную высоту [Garzzone et al., 2006]. Для этого был изучен современный высотный изотопный эффект в осадках Боливийских Анд, который составил по $\delta^{18}\text{O}$ $-0,2\text{‰}$ на 100 м, а затем с помощью полученной зависимости ($\delta^{18}\text{O}$ /высота) определялась палеовысота образования карбонатов.

Анализ вертикального распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD и высотного изотопного градиента при гляциологических исследованиях позволяет изучать характер выпадения атмосферных осадков (ливневый или равномерный), траектории воздушных масс, сезон преимущественного снегонакопления для ледникового питания.

ВЫВОДЫ

1. “Нормальный” высотный изотопный градиент в атмосферных осадках и свежевыпавшем снеге выражается в уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ на $0,1\text{--}0,6\text{‰}$ и δD на $1\text{--}5\text{‰}$ с увеличением высоты на 100 м.

2. Величина высотного изотопного градиента не всегда постоянна вверх по горному склону. Высотный градиент $\delta^{18}\text{O}$ и δD в нижних частях склонов в основном составляет около $-0,6\text{--}0,3\text{‰}/100\text{ м}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-5\text{--}2\text{‰}/100\text{ м}$ по δD , а в верхних частях склонов $-0,3\text{--}0,1\text{‰}/100\text{ м}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-2\text{--}1\text{‰}/100\text{ м}$ по δD . Такое распределение характерно для случаев, когда внизу склона происходит основная разгрузка воздушной массы, а в верхних частях склонов осадки уже менее обильны и истощены тяжелыми изотопами.

3. “Нормальный” высотный изотопный градиент обычно отмечается в свежевыпавшем снеге или на поверхности снежного покрова зимой. В летних осадках, как в снеге, так и в дожде, высот-

ный изотопный градиент обычно выражен очень слабо или вообще отсутствует.

4. Основная причина сезонности проявления высотного изотопного эффекта – разный характер выпадения снега в высокогорных районах зимой и летом. Зимой выпадение снега чаще происходит по мере подъема облака вверх по склону, летом – из единого облака на одном уровне конденсации. Единовременное выпадение осадков из одного облака зимой также приводит к нарушению “нормального” вертикального распределения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в снежном покрове.

5. Аномалии в вертикальном распределении $\delta^{18}\text{O}$ и δD обычно наблюдаются либо в зоне смешения теплых и холодных воздушных масс, либо при резких вторжениях теплых воздушных масс в холодные слои воздуха в высокогорных районах.

6. В снежном покрове аномалии в высотном распределении $\delta^{18}\text{O}$ и δD связаны с неоднородной абляцией, сезонным смещением снеговой линии и ветровым переувлажнением снега.

Авторы благодарят Н.А. Буданцеву и С.М. Фотиева за полезную дискуссию.

Работа выполнена при частичном финансировании РФФИ (проект № 08-05-01068) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).

Литература

- Васильчук Ю.К., Котляков В.М.** Основы изотопной гео-криологии и гляциологии: Учебник. М., Изд-во Моск. ун-та, 2000, 616 с.
- Васильчук Ю.К., Чижова Ю.Н., Папеш В., Буданцева Н.А.** Высотный изотопный эффект в снеге на леднике Гарабаш в Приэльбрусье // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 4, с. 72–81.
- Craig H., Gordon L.G.** Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere // Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures / Ed. by E. Tongiorgi. Pisa, Consiglio Nazion. della Ricerche Lab. Geol. Nucleare, 1965, p. 9–130.
- D'Alessandro W., Federico C., Longo M., Parello F.** Oxygen isotope composition of natural waters in the Mt Etna area // J. Hydrol., 2004, vol. 296, p. 282–299.
- Dansgaard W.** The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour // Tellus, 1953, vol. 5, p. 461–469.
- Epstein S.** Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of fresh water and ice // National Acad. of Sci. Nuclear Sci. Ser., 1956, No. 19, p. 20–25.
- Fisher D.A., Wake C., Kreutz K. et al.** Stable isotope records from Mount Logan, Eclipse ice cores and nearby Jellybean Lake. Water Cycle of the North Pacific over 2000 years and over five vertical kilometers: sudden shifts and tropical connections // Géograph. phys. Quatern., 2004, vol. 58, p. 337–352.
- Friedman I., Redfield A.C., Schoen B., Harris J.** The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrological cycle // Revs. Geophys., 1964, vol. 2, p. 177–224.
- Garzzone C.N., Molnar P., Libarkin J.C., MacFadden B.J.** Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere // Earth and Planet. Sci. Lett., 2006, vol. 241, p. 543–556.
- Gonfiantini R., Roche M.-A., Olivry J.-C. et al.** The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains // Chem. Geol., 2001, vol. 181, No. 1–4, p. 147–167.
- Hobson K.A., Wassenaar L.I., Milá B. et al.** Stable isotopes as indicators of altitudinal distributions and movements in an Ecuadorean hummingbird community // Oecologia, 2003, vol. 136, No. 2, p. 302–308.
- Holdsworth G., Fogarasi S., Krouse H.R.** Variation of the stable isotopes of water with altitude in the Saint Elias Mountains of Canada // J. Geophys. Res., 1991, vol. 96, p. 7483–7494.
- Moran T.A., Marshall S.J., Evans E.C., Sinclair K.E.** Altitudinal gradients of stable isotopes in lee-slope precipitation in the Canadian Rocky Mountains // Arctic, Antarctic and Alpine Res., 2007, vol. 39, No. 3, p. 455–467.
- Moser H., Stichler W.** Deuterium measurements on snow samples from the Alps // Isotope in Hydrology: Proc. of a Symp. Vienna, IAEA–INIS, 1970, p. 43–57.
- Moser H., Stichler W.** Deuterium and oxygen–18 contents as an index of the properties of snow blankets // Snow mechanics: Proc. of a Symp. Grindelwald, IAHS, 1975, publ. 114, p. 122–135.
- Niewodniczan'ski J., Grabczak J., Barański L., Rzepka J.** The altitude effect on the isotopic composition of snow in high mountains // J. Glaciol., 1981, vol. 27, p. 99–111.
- Pang Hongxi, He Yuanqing, Lu Aigang et al.** Comparisons of stable isotopic fractionation in winter and summer at Baishui Glacier No. 1, Mt. Yulong, China // J. Geogr. Sci., 2006, vol. 16, No. 3, p. 306–314.
- Page M.A., Chamberlain C.P.** Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change // Amer. J. Sci., 2001, vol. 31, p. 1–15.
- Risi C., Bony S., Vimeux F., Descroix L.** Evolution of the water stable isotopic composition of the rain samples along Sahelian squall lines // Quater. J. Roy. Met. Soc., 2009, p. 1–2.
- Scholl M.A., Ingebritsen S.E., Janik C.J., Kauhikaua J.P.** Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii // Water Resour. Res., 1996, vol. 32(12), p. 3525–3537.
- Schotterer U., Olfield F., Frohlich K.** GNIP – Global Network for Isotopes in Precipitation. Laederach AG, Bern, Switzerland, 1996, 48 p.
- Schürch M., Kozel R., Schotterer U., Tripet J.-P.** Observation of isotopes in the water cycle – the Swiss National Network (NISOT) // Environ. Geol., 2003, vol. 45, No. 1, p. 1–11.
- Shivanna K., Tirumalesh K., Noble J. et al.** Isotope techniques to identify recharge areas of springs for rainwater harvesting in the mountainous region of Gaucher area, Chamoli District, Uttarakhand // Current Sci., 2008, vol. 94, No. 8, p. 1003–1011.
- Siegenthaler U., Oeschger H.** Correlation of O–18 in precipitation with temperature and altitude // Nature, 1980, vol. 285, p. 314–317.
- Vachon R.** Spatial and temporal stable isotopic distribution on Mount McKinley, 2003. (http://instaar.colorado.edu/~vachon/Denali_writing.html).
- Vogel J.C., Lerman J.C., Mook W.G.** Natural isotopes in surface and groundwater from Argentina // Hydrol. Sci. Bull., 1975, vol. XX, No. 2, p. 203–221.

Поступила в редакцию
4 июня 2009 г.