

Ю.К. ВАСИЛЬЧУК, А.Д. ЕСИКОВ, Ю.Ф. ОПРУНЕНКО, Е.А. ПЕТРОВА,
А.К. СЕРОВА, Л.Д. СУЛЕРЖИЦКИЙ

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СОДЕРЖАНИЮ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ
КИСЛОРОДА В СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНЫХ ЛЬДАХ
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА НИЗОВИЙ р. КОЛЫМЫ**

(Представлено академиком Е.М. Сергеевым 30 V 1984)

Составление корректных палеомерзлотных реконструкций сдерживается отсутствием критериев, позволяющих достоверно и однозначно судить об изменениях факторов, определявших геокриологическую обстановку минувших геологических эпох. Прямым индикатором криолитозоны, а точнее «суровой криолитозоны» с низкими (не выше -2 - -3 °С) среднегодовыми температурами грунтов являются сингенетические повторно-жильные льды. Одним из наиболее перспективных методов, позволяющим разделять сингенетические льды по степени суровости условий их формирования, является изотопно-кислородный анализ. Его применение особенно эффективно при исследовании мощных ледяных жил, механизм формирования которых дает право для суждения о наличии естественной стратификации льда по вертикали, т.е. об удревнении его возраста сверху вниз. Северная Якутия относится к числу территорий, в пределах которых распространены чрезвычайно мощные повторно-жильные льды, широко используемые для палеореконовструкций [Попов, 1982; Каплина и Гутерман, 1983; Томирдиаро, 1980].

Новые данные, полученные нами в процессе изучения строения разреза позднеплейстоценовой органо-минеральной толщи, включающей представительный (как по вертикали, так и по объему льда в целом) полигонально-жильный комплекс на правом берегу р. Колымы, в ее нижнем течении, дают основания для весьма определенных выводов о климатических изменениях в позднем плейстоцене, во всяком случае в период формирования изученной толщи.

Высота обнажения, вскрытого временным водотоком, более 30 м, однако нижние 3 м в период наблюдения были закрыты осыпью. Разрез отчетливо разделяется на две части (рис. 1). Верхняя, менее льдистая часть - в интервале 0-10 м сложена однородной, практически неслоистой темно-серой тяжелой супесью, сильно пылевой. В более льдонасыщенной нижней части в интервале 10-27 м отмечено три пачки темно-серой супеси мощностью 1,8; 3,3; 3,4 м, насыщенных органикой, представленной корешками и веточками мелких кустарников, стебельками трав и мхов, разделенных слоями супеси без остатков растительности, мощность которых 3,3 и 3,6 м.

Важнейшая особенность строения разреза - наличие комплекса сингенетических повторно-жильных льдов. Преобладают мощные жилы, рассекающие всю толщу отложений, видимая их высота более 26 м.

Из вмещающей повторно-жильные льды толщи и непосредственно из жил отобраны образцы, в которых определялось содержание стабильных изотопов кислорода ^{18}O и проводился палинологический, гидрохимический и радиоуглеродный анализы.

Для определения содержания тяжелого изотопа кислорода отобрано 26 образцов из двух расположенных рядом жил, в интервале глубин 1-27 м (см. рис. 1). В результате получена диаграмма распределения изотопов кислорода по глубине, на которой можно выделить 4 контрастных отрезка - изотопно-кислородные зоны, различающиеся по характеру поведения кривой распределения $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 1).

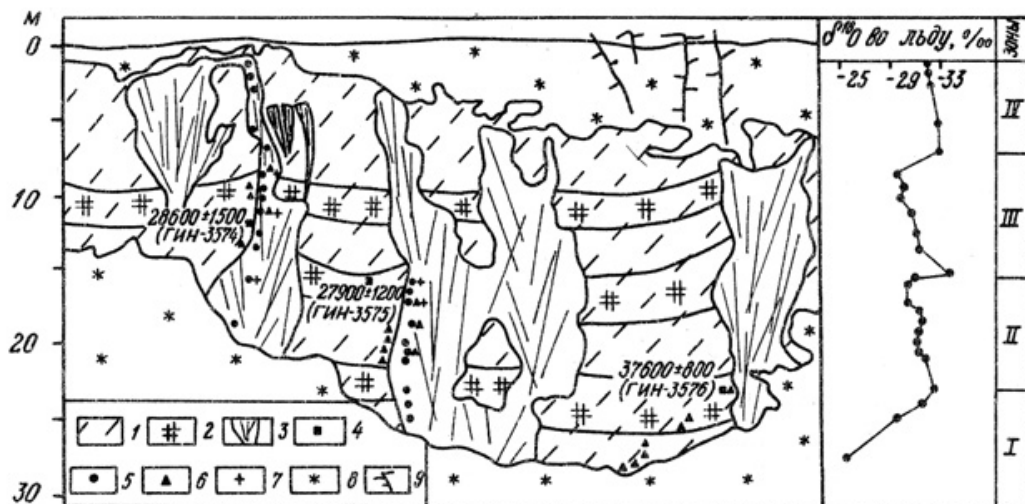


Рис. 1. Изотопно-кислородная диаграмма органо-минерального полигонально-жильного комплекса в низовьях р. Колымы, в 0,5 км севернее пос. Зеленый Мыс. 1 – супесь пылеватая; 2 – растительный детрит (торфяные остатки); 3 – повторно-жильный лед; 4–7 – точки отбора образцов на анализы: 4 – радиоуглеродный, 5 – изотопно-кислородный, 6 – спорово-пыльцевой, 7 – гидрохимический; 8 – снежный покров; 9 – лишайница

Прежде чем проводить палеотемпературную интерпретацию полученных данных, следует оценить сохранность первичной изотопной «записи». Из всех возможных путей химического обмена, влияющего на изотопно-кислородный состав, при отсутствии градиентов внешних условий (в частности, температурного) во льду наиболее активно могла происходить самодиффузия. Изменение концентрации вещества под действием диффузии в кристаллических телах (в том числе и во льду) описывают уравнения, выражающие в интегральной форме второй закон Фика [Зайт, 1958]. Решение этих уравнений сравнительно несложно и сводится главным образом к поиску значений коэффициента самодиффузии, входящего в аргумент интеграла.

Прямых натуральных определений коэффициента самодиффузии (D) для подземных льдов нет, вообще прецизионные измерения D во льду даже в лабораторных условиях весьма немногочисленны. Изучением диффузии меченной тритием воды в образце льда из ледника Менденхалле (Аляска) при -10°C получено значение $D = 2,51 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2/\text{с}$ [Itagaki, 1964], экспериментально определенный коэффициент самодиффузии H_2^{18}O во льду при $-1,5$ - -2°C оказался равным $10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2/\text{с}$ [Kuhn & Thurkauf, 1958]. Ряд значений того же порядка приведен в [Эйзенберг и Кауцман, 1975], поэтому для наших расчетов мы использовали значения D в интервале $(2-10) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2/\text{с}$. Решение интегрального уравнения после подстановки в него указанных значений D с использованием таблиц [Комри, 1964] позволило оценить роль самодиффузии при различных градиентах концентрации стабильных изотопов и за разные временные интервалы. Самое существенное, что даже при градиентах $\delta^{18}\text{O}$ более 10‰ на 1 м (а в нашем случае они значительно меньше) и за период времени до 10^5 лет изменение концентрации тяжелых изотопов кислорода под действием самодиффузии составляет не более чем 0,01‰, т.е. концентрация изменяется на величину, не превышающую ошибки масс-спектрометрических измерений.

Отметим еще достаточно веский, по нашему мнению, довод. Даже такая незначительная диффузия, происходящая в течение длительного промежутка времени, ведет к выравниванию - сглаживанию пиков первоначальной кривой, и поэтому уже сам факт сохранения этих пиков, т.е. существенных колебаний в содержании ^{18}O , свидетельствует о правомерности использования изотопно-кислородных данных при палеогеокриологических реконструкциях даже весьма отдаленных эпох.

Палеотемпературная интерпретация вариаций содержания стабильных тяжелых изотопов кислорода может быть выполнена на основе сопоставления с содержанием ^{18}O в современных сингенетических жилках и в снеге. В современных ростках сингенетических

жилок на пойме р. Колымы содержание $\delta^{18}\text{O}$ колеблется от -24,6 до -27‰ (данные по росткам возрастом не более 100 лет); в первом осеннем снеге по нашим измерениям $\delta^{18}\text{O} = -20,1\text{‰}$, а согласно [Втюрин и др., 1984] в снеге, выпавшем в феврале-марте, -28,5‰, а в июньском снеге -23,9‰. Можно видеть, что в плейстоценовых повторно-жильных льдах почти на всех глубинах лед оказался беднее тяжелыми изотопами кислорода на 3-10‰.

Для численного решения этой задачи использована несколько преобразованная эмпирическая формула В. Дансгаарда [Dansgaard, 1964]

$$(1) \quad \Delta t = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{совр}} - \delta^{18}\text{O}_y}{0,695},$$

где Δt - разница температур ($^{\circ}\text{C}$) между современностью и определяемым периодом y , $\delta^{18}\text{O}_{\text{совр}}$ - содержание ^{18}O в современных жилках, $\delta^{18}\text{O}_y$ - то же, в жилах определяемого периода y .

Подставляя в (1) полученные значения $\delta^{18}\text{O}$, мы установили, что среднезимние температуры практически всего времени формирования жил в толще у пос. Зеленый Мыс, хотя и колебались в широком диапазоне, но были, как правило, ниже современных на 5-15 $^{\circ}\text{C}$.

Результаты изотопно-кислородных определений подкрепляются и анализом спорово-пыльцевых остатков в толще отложений и в самих ледяных жилах. В спектрах отложений четко выделяется чрезвычайно высокое содержание пыльцы трав, достигающее 84% от общего состава спектра. Весьма незначительно по всему разрезу содержание пыльцы древесных пород, нигде не достигающее 30%, даже там, где высоко содержание пыльцы не местного – «заносного» происхождения. Это, а главное весьма заметное (до 35%) присутствие во всех горизонтах пыльцы холодолюбивого плаунка *Selaginella sibirica* позволяет судить о весьма неблагоприятных условиях вегетации во время накопления отложений, т.е. о невысоких летних температурах. Спорово-пыльцевые спектры из повторно-жильного льда, хотя и варьируют по вертикали, но во многом аналогичны спектрам из вмещающих пород - в них пыльца трав составляет 41-93%, пыльца деревьев 1-20%, содержание плаунка достигает 33%. Это подтверждает тезис о сингенетичности жил и вывод о суровом климате времени их формирования.

Из результатов гидрохимических исследований отметим два момента: 1) общая минерализация льда жил невысока хотя в общем-то заметна - 0,10-0,12 г/л; 2) ощутимо присутствие бикарбонатов в ионном составе - 0,07-0,08 г/л. Это, вероятнее всего, следствие воздействия (весьма непродолжительного) воды, стекавшей по стенкам морозобойных трещин в грунтах, и связано с повышенной растворимостью карбонатов в воде при низких температурах и существенной насыщенностью карбонатами вмещающих жилы пород.

Время формирования жил весьма надежно определено посредством радиоуглеродного датирования вмещающих жилы отложений, точнее, их органической составляющей - аллохтонного детрита. Образец с глубины 23,7 м датирован возрастом $37\ 600 \pm 800$ лет (ГИН-3576), с глубины 16,4 м - $27\ 900 \pm 1200$ лет (ГИН-3575), с глубины 12,0 м - $28\ 600 \pm 1500$ лет (ГИН-3574). Близкие к этим даты приведены в работе [Ложкин, 1977]. Это свидетельствует о достоверности этих определений и позволяет считать, что формирование жил происходило в интервале 40-16(18?) тыс. лет назад (верхний предел указан с учетом того, что «головы» жил залегают более чем на 10 м выше отложений, датированных в 28 тыс. лет). Это дает основание предполагать весьма суровые климатические условия для всего указанного интервала, а для периода, на который получена изотопно-кислородная диаграмма - 37-16(18?) тыс. лет назад, можно уверенно говорить о существенно более суровых, чем современные, климатических условиях: зимние температуры были ниже современных на 5-15 $^{\circ}\text{C}$. Добавим, что близкие содержания ^{18}O определены в повторно-жильных льдах Воронцовского яра [Втюрин и др., 1984] и для севера п-ова Туктояктук (северо-запад Канады) [Mackay, 1983]. Вмещающие

жилы отложения в этих районах датированы интервалами, близкими к определенному нами. Уместно указать, что даже для Западной Сибири - района, весьма удаленного и существенно отличающегося своим геолого-тектоническим развитием в целом от описываемого в данной работе, изучены [Васильчук и Трофимов, 1984] органоминеральные полигонально-жильные комплексы, развивавшиеся синхронно отложениям низовий р. Колымы и также в более суровых, чем сейчас, климатических условиях, судя по существенной обедненности тяжелыми изотопами кислорода изученных там жил. Это свидетельствует о весьма суровом климате, господствовавшем в пределах Субарктики в позднем плейстоцене, исключаяющем возможность даже частичной деградации многолетнемерзлых толщ в пределах всех, указанных заполярных районов.

Производственный и научно-исследовательский институт
по инженерным изысканиям в строительстве, Москва
Институт водных проблем Академии наук СССР, Москва
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Геологический институт Академии наук СССР, Москва

Поступило
1 VI 1984

ЛИТЕРАТУРА

1. Втюрин Б.И., Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Гасанов Ш.Ш. Воронцовский разрез едомных отложений в низовьях р. Индигирки. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1984, №53, с.12-21.
2. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. - ДАН, 1984, т. 275, № 2, с. 425-428.
3. Зайт В. Диффузия в металлах. М.: ИЛ, 1958. 382 с.
4. Каплина Т.Н., Гутерман Р.Е. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 79-83.
5. Комри Л.Дж. Шестизначные математические таблицы Чемберса. М.: Наука, 1964. 575 с.
6. Ложкин А.В. [Радиоуглеродные датировки верхнеплейстоценовых отложений Новосибирских островов и возраст едомной свиты Северо-Востока СССР](#). Доклады АН СССР, 1977, том 235, № 2, с. 435-437.
7. Попов А.И. - Вести. МГУ. Сер. геогр., 1982, № 6, с. 60-66.
8. Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
9. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 280 с.
10. Dansgaard W. - Tellus, 1964, vol. 16, № 4, p. 436-468.
11. Itagaki K. - J. Phys. Soc. Japan, 1964, vol. 19, № 6, p. 1081.
12. Kuhn W., Thürkauf M. - Helv. chim. acta, 1958, vol. 41, №4, S. 938-971.
13. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost. Geological Survey of Canada. Paper 83-1B, 1983, p. 67-74.

Ссылка на статью:



Васильчук Ю.К., Есиков А.Д., Опруненко Ю.Ф., Петрова Е.А., Серова А.К., Сулержицкий Л.Д. **Новые данные по содержанию стабильных изотопов кислорода в сингенетических повторно-жильных льдах позднеплейстоценового возраста низовий р. Колымы.** Доклады Академии наук СССР. 1985. Том 281, № 4, с. 904-907.