ISSN 0002-3272



ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

# В.Ю. Лаврушин

# ПОДЗЕМНЫЕ ФЛЮИДЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ





Российская академия наук Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований



Russian Academy of Sciences Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research



**Transactions of the Geological Institute** 

*Founded in 1932* Vol. 599

V.Yu. Lavrushin

# Subsurface fluids of the Greater Caucasus and its surrounding

Moscow GEOS 2012

# Труды Геологического института

Основаны в 1932 году Вып. 599

# В.Ю. Лаврушин

# Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления

Москва ГЕОС 2012

#### Ответственный редактор Б.Г. Поляк

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), С.Д. Соколов (заместитель главного редактора), Ю.В. Карякин (ответственный секретарь), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, В.А. Захаров, А.И. Кожурин, В.Б. Курносов, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской

Рецензенты: Д.В. Гричук, В.Н. Холодов

**Труды Геологического института** / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — - ISSN 0002-3272

**Вып. 599:** Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Лаврушин В.Ю.; Отв. ред. Б.Г. Поляк. — М.: ГЕОС, 2012. — 348 с. + 4 с. цв. вкл.; ил.

ISBN 978-5-89118-579-1 (в пер.)

В монографии изложены результаты изотопно-геохимических исследований различных типов термоминеральных ( $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $H_2S$ ) и грязевулканических ( $CH_4$ ) вод Большого Кавказа и его обрамления. На основе новых данных об изотопном составе гелия, аргона, углерода, кислорода, водорода и бора рассмотрены вопросы генезиса отдельных компонентов газовой и водно-солевой фаз минеральных вод, в частности, метана и углекислоты. Оценена роль мантийного и корового источников вещества в составе газоводных флюидов региона. Проведена реконструкция температурных условий формирования минеральных и грязевулканических вод.

Для широкого круга специалистов — геохимиков, геологов, гидрогеологов, нефтяников, вулканологов и экологов.

ББК 26.323

#### Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 11-05-07028-д

<u> РФИ</u>

Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editor: B.G. Polyak

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), S.D. Sokolov (Deputy Editor-in-Chief), Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, V.A. Zaharov, A.I. Kozhurin, V.B. Kurnosov, Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy

R e v i e w e r s: D.V. Grichuk, V.N. Kholodov

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. –.– ISSN 0002-3272

**Vol. 599:** Subsurface fluids of the Greater Caucasus and its surrounding / Lavrushin V.Yu.; Ed. by B.G. Polyak. — Moscow: GEOS, 2012. — 348 p. + 4 p. color insert; ill.

The monograph presents the results of geochemical studies of different  $(CO_2, N_2)$  and  $H_2S$ -rich) thermal waters and  $CH_4$ -rich mud volcano fluids in various tectonic provinces of the Greater Caucasus and its surroundings. New data on the isotopic composition of helium, argon, carbon, oxygen, hydrogen, and boron obtained. This allowed to address issues of genesis for some components of gas phase  $(CH_4, CO_2, He, Ar)$ , dissolved solids (B and other trace elements), as well as  $H_2O$  itself. The influence of recent magmatic activity on the formation of mineral waters examined. On the example of regional mud-systems transformation processes of organic and mineral matter within fluid systems of large sedimentary basins were considered.

For wide range of geochemists, geologists, hydrogeologists, petroleum geologists, volcanologists, and ecologists.

#### Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 11-05-07028-д

На 1-ой стр. обложки – грязевой вулкан Гнилая сопка (Таманский полуостров); на 4-ой стр. обложки – травертиновый купол Лаштракских углекислых источников (верховья р.Большая Лаба, Северо-Западный Кавказ)

> © В.Ю. Лаврушин, 2012 © ГИН РАН, 2012 © ГЕОС, 2012

ISBN 978-5-89118-579-1

T 78

### Предисловие

В рамках плейт-тектонической парадигмы различают несколько типов обстановок внутриплитной тектонической активности. В основном они связаны с процессами рифтогенеза и коллизии. Остановка внутриконтинентальной коллизии возникает при столкновении крупных континентальных блоков. С ней связывается формирование протяженных горно-складчатых систем, например, таких, как Альпийско-Гималайский горно-складчатый пояс, в состав которого входит и горное сооружение Большого Кавказа.

Известно, что тектономагматическая активизация прямо или косвенно оказывает сильное влияние на геохимические особенности подземных флюидов [Дислер, 1971; Вартанян, 1977; Ломоносов и др., 1977; Пиннекер, 1977; Иванов, 1977; Кононов, 1983; Зверев, 2006; и др.]. Особенно контрастно это проявляется при сравнении флюидных систем платформенных областей и подвижных поясов. Для последних характерны высокие скорости вертикальных движений, развитие зон тектонического дробления, а иногда и проявления молодого вулканизма. При этом коренным образом меняются гидрогеологические условия циркуляции флюидов: возникающие трещинные системы обеспечивают глубокое проникновение атмосферных вод и, в то же время, облегчают поступление в верхние гидрогеологические этажи глубинных флюидов (мантийных и метаморфогенных). В обстановке тектонической коллизии из-за стрессовых нагрузок и повышенных тепловых потоков также меняется и характер постседиментационных преобразований пород, а соответственно и физико-химическое равновесие в системе «водапорода». Под воздействием этих процессов химический состав газов минеральных вод в генеральном плане эволюционирует от метанового к азотному и углекислому. При этом меняются и другие физико-химические характеристики флю-ида: температура, солевой и газовый состав, изотопный состав H<sub>2</sub>O, углеродсодержащих газов и т.п.

К сожалению, региональные гидрогеологические исследования не успевают за развитием тектонических идей, часто представляя флюидный режим региона в рамках устаревших тектонических схем. Несмотря на это, уже сейчас понятно, что изотопно-геохимические особенности газоводных флюидов отражают специфику различных тектонических обстановок: континентального и океанического рифтогенеза, зон субдукции, плюмовой тектоники и т.п.

Целью данной работы было исследование особенностей солевой, водной и газовой составляющих подземных вод Кавказского сегмента Альпийского пояса. Основной задачей было выявление геохимической специфики термоминеральных флюидов Большого Кавказа, сформированного в обстановке внутриконтинентальной коллизии типа «континент-континент». Особое внимание при этом уделялось естественным минеральным источникам, образование которых связано с процессами тектонического вскрытия глубоких водоносных горизонтов (азотнометановые термы горных районов, воды грязевых вулканов) или с проявлениями новейшего вулканизма (углекислые воды).

В этой работе обобщены материалы регионального исследования термоминеральных вод Большого Кавказа и его обрамления, проводимого автором в последние годы. В Закавказье подобные работы проводились более 20 лет назад [Буачидзе, Мхеидзе, 1989], а на Северном Кавказе еще раньше [Углекислые минеральные воды..., 1963]. За это время в практику геохимических исследований вошли и стали рутинными такие методы многокомпонентного химического анализа воды, как ICP-MS и ICP-AES, а также определения изотопного состава  $H_2O$ , благородных газов (He, Ar), углеродсодержащих газов и карбонатов. Эти методы позволяют получить представление о более широком спектре геохимических характеристик флюидных систем и, в конечном итоге, достаточно надежно определить генезис их составляющих (воды, газовой фазы, солевого состава).

Вместе с тем, новая информация о минеральных водах региона представляет и практический интерес, поскольку минеральные источники Кавказа имеют важное бальнеологическое значение. Их также можно рассматривать в качестве объектов туризма и памятников природы. В некоторых случаях минеральные воды могут являться сырьевой базой для извлечения полезных компонентов — I, Br, Li, Rb, Cs, CO<sub>2</sub>.

Кроме того, существует и еще один прикладной аспект таких исследований, касающийся прогноза катастрофических явлений и определения границ районов возможной вулканической опасности. На Северном Кавказе находятся активные вулканы Эльбрус и Казбек. Последние извержения Эльбруса происходили в начале нашей эры (I-II вв.), а Казбека — в VIII в. до РХ [Гущенко, 1979; Богатиков и др., 2001, 2002]. Существует потенциальная опасность активизации этих вулканических центров, которая может вызвать катастрофические последствия (пеплопады, сходы крупных селевых потоков, паводки и т.п.). Исследования изотопного состава гелия в спонтанно выделяющихся газах, проведенные в рамках этой работы, позволили уточнить контуры области новейшего вулканизма на Большом Кавказе. Впервые было рассмотрено детальное распределение величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в подземных

флюидах вокруг вулкана Эльбрус, также было определено и положение северной границы Казбекского вулканического района.

Изотопно-гелиевые исследования позволяют определить соотношение коровой и мантийной составляющих как в углекислых газах горных районов, так и в метансодержащих газах предгорных и межгорных осадочных бассейнов. Оценка соотношения мантийной и коровой составляющих в углеводородных газах затрагивает целый ряд фундаментальных проблем геологии, таких как происхождение скоплений углеводородов в земной коре и механизмы формирования грязевулканических систем.

В основу работы положены результаты комплексного газогеохимического опробования минеральных вод региона, проведенного автором в период с 1994 по 2003 гг. Это опробование было частью возглавляемой Б.Г. Поляком многолетней программы по изучению распределения изотопов гелия в подземных флюидах суши, проводимой при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 96-05-64313, 00-05-64014, 01-05-79115, 09-05-00225, 11-05-00590). Автор признателен О.А. Богатикову, А.Г. Гурбанову, А.Г. Кусраеву, В.И. Черкашину, М.К. Курбанову, Р.А. Магомедову, М.М. Меликову за помощь и всяческое содействие в организации полевых работ на территории Северного Кавказа и в Закавказье; В.К. Карандашеву — за большой объем проведенных химико-аналитических исследований; Б.Г. Покровскому, В.Н. Кулешову, И.Л. Каменскому — за изотопно-аналитические исследования коллекции газоводных флюидов, собранных автором; В.Н. Холодову, В.И. Кононову, М.Д. Хуторскому, Е.Н. Дубининой, А.И. Бычкову — за ценные советы, замечания и обсуждение материалов на различных этапах подготовки работы.

Часть первая Общая характеристика природно-климатических условий, особенностей геологического и гидрогеологического строения Кавказского региона

## Глава 1 Фактический материал и методы исследований

# 1.1. Индикаторы происхождения газоводных флюидов

Одной из фундаментальных проблем современной геохимии является выяснение механизмов формирования и источников вещества различных компонентов флюидных систем. Приоритетной задачей является оценка вклада мантийного и корового источников в составе вещества. Компонентами флюидных систем являются свободные или воднорастворенные газы, водная фаза и солевой состав. Каждая из этих компонент может иметь самостоятельную историю формирования. Например, в составе газовой фазы могут содержаться газы как корового, так и мантийного или метаморфогенного генезиса.

Выяснение источников вещества газовой фазы затрагивает еще одну фундаментальную проблему геологии — проблему происхождения углеводородов в земной коре — оценка роли мантийного источника при формировании залежей нефти и газа. Для этой цели сначала использовались геохимические особенности, совпадающие с химическими характеристиками флюидных систем районов новейшего вулканизма: высокая концентрация CO<sub>2</sub> в газе, присутствие в солевом составе высоких концентраций бора, ртути, мышьяка и некоторых щелочных металлов.

Однако эти критерии оказались не столь однозначными, поскольку обогащение вод этими элементами может происходить и в коре в результате взаимодействия в системе «вода– порода».

В связи с этим для выяснения генезиса и условий формирования отдельных компонентов флюидных систем в последнее время стала широко использоваться изотопная систематика:  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  (CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>),  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в H<sub>2</sub>O и др.

#### Изотопный состав гелия

Наиболее надежным индикатором присутствия мантийной компоненты в подземных газах, как известно, является отношение концентраций изотопов гелия  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = R$  [Мамырин, Толстихин, 1981; Поляк, 1988]. Использование этого отношения основано на огромной разнице его величин в радиогенном гелии, образующемся в земных «кларковых» породах  $(R \sim 10^{-8})$ , и гелии, генетически связанном с современной дегазацией верхней мантии (резервуара MORB — донных базальтов и гидротерм срединно-океанических хребтов, фумарол обычных субаэральных вулканов и т.п.), где  $R \approx 1, 2.10^{-5}$  [Мамырин, Толстихин, 1981]. Данные об изотопном составе гелия в настоящее время также являются, пожалуй, единственным однозначным критерием, позволяющим различать вещество верхней и нижней мантии (в нижней мантии величины  $R \sim 3-4.10^{-5}$ ) [Поляк, 1988].

По существующим представлениям, транспортировка мантийного гелия в верхние части коры изначально происходит вместе с мантийным расплавом [Поляк, 1988]. Дегазируясь в верхах коры, расплав является источником мантийных компонентов (прежде всего, гелия) в газоводных флюидных системах коры. Это положение, в частности, доказывается сопоставлением изотопных составов гелия в спонтанных газах минеральных источников и стронция в окружающих их молодых вулканитах. Впервые существование этой зависимости было продемонстрировано на примере вулканических образований и термоминеральных источников Италии [Поляк, 1988].

Справедлива она и для Кавказского региона (см. рис. 4.2). Здесь, так же, как и на Апеннинском полуострове, фигуративные точки средних значений  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He в газах минеральных источников и  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr в вулканитах плиоцен-четвертичного возраста располагаются на лини смешения мантийного и корового веществ. Такая их локализация показывает, что при изменении степени контаминации мантийных расплавов коровым веществом закономерно меняется и изотопный состав гелия в газах термоминеральных источников.

Таким образом, данные об изотопном составе гелия в природных газах позволяют определить ареалы магматической активности даже там, где отсутствуют ее поверхностные проявления и положительные геотермические аномалии.

#### Изотопный состав углерода

В настоящее время накоплен обширный материал об изотопном составе углерода в различных геологических объектах [Крейг, 1954; Галимов, 1968, 1973; Хёвс, 1983; Фор, 1989; и др.]. Диапазон изменчивости в  $\delta^{13}$ С в них весьма широк — от –80‰ в микробиологическом метане и до +20‰ и более — в газах грязевых вулканов [Валяев и др., 1985] и некоторых диагенетических карбонатах [Покровский, 1980].

Изотопные характеристики глубинного (мантийного) углерода и СО, установлены по результатам исследования изотопного состава углерода алмазов, рассеянного в базальтах углеродистого вещества и газово-жидких включений в изверженных породах. Значения δ<sup>13</sup>С в этих объектах варьировали в диапазонах -8÷-5‰; -30÷-22‰ и -8÷-3‰, соответственно [Галимов и др., 1994; Pineau, Javoy, 1983; Javoy et al., 1986; Javoy, Pineau, 1991]. При этом наиболее низкие значения  $\delta^{13}$ С связаны с восстановленной формой углерода, присутствующей в базальтах в небольших количествах (< 80 ррт С). В основном же углерод в базальтах находится в виде СО<sub>2</sub> газово-жидких включений. Причем в небольшой группе образцов базальтов с аномально высокими концентрациями углекислоты (> 2000 *ppm* C) значения  $\delta^{13}$ C оказались более высокими (-4÷-3‰), чем в образцах с «нормальными» концентрациями углерода (C = 100–120 *ppm*) —  $\delta^{13}$ C = -8÷-6‰. Предполагается, что такая зависимость обусловлена процессами частичной дегазации базальтового расплава. Эти материалы позволяют определить диапазон изменчивости изотопных характеристик углерода мантийной CO<sub>2</sub> от -8 до -3‰.

Атмосферная CO<sub>2</sub> по своим изотопным характеристикам ( $\delta^{13}C = -7\%$ ) не отличается от мантийной [Крейг, 1954; Галимов, 1968]. С ней контрастирует углерод карбонатов морского генезиса ( $\delta^{13}C = 0\pm 2-3\%$ ) и органического вещества ( $\delta^{13}C = -25\div -20\%$ ) [Галимов, 1968].

Изотопный состав углерода метана характеризуется средней величиной  $\delta^{13}$ С, близкой к –40‰ (без учета газов, относящихся к верхнему слою осадочных пород) [Галимов, 1968, 1973]. В вертикальном разрезе земной коры выделятся несколько уровней образования метана [Вассоевич, 1967] и в целом отмечается тенденция увеличения значений  $\delta^{13}$ С с глубиной и с ростом пластовых температур [Галимов, 1968, 1973; Прасолов, 1990].

Наиболее изотопно-легкий метан ( $\delta^{13}$ C от -90 до -55‰) образуется в результате процессов микробиального разложения органического вещества на глубинах не более 500 м и температурах до 25 °C.

Глубже (от 500 до 2500 м, при *t* от 25 до 90 °C) располагается зона генерации метана, связанного с диссоциативными процессами в гумифицированном органическом веществе. Изотопный состав углерода метана в этой зоне варьирует от -65 до -50%.

В зоне главной фазы нефтеобразования — на глубинах порядка 2500 м — изотопный состав углерода метана меняется от -50 до -35‰.

При метаморфизме углей (при t > 200 °C) выделяется наиболее изотопно-тяжелый метан —  $\delta^{13}$ C от -35 до -25‰. Метан с такими же изотопными характеристиками встречается в газах гидротермальных систем.

В их составе доминирует  $CO_2$ , а содержание  $CH_4$ , как правило, не превышает 1% об. В таких газах  $\delta^{13}C$  метана меняется в пределах от -30 до -20‰. Появление такого метана в гидротермальных системах объясняется реакциями высокотемпературного синтеза  $CH_4$  из  $CO_2$  и CO, а также явлениями изотопного обмена в

системе «CO<sub>2</sub>–CH<sub>4</sub>» при высоких температурах (t > 200 °C).

### 1.2. Методы оценки температур флюидогенерации

При проведении полевых работ температура воды в источниках измерялась ртутным термометром с ценой деления 0,5 °С или цифровым термометром (термопарой) с точностью 0,1 °С. Естественно, температура воды на поверхности оказывается в той или иной мере ниже глубинной, существующей в пласте или в геотермальном резервуаре.

Причины такого различия — охлаждение вод по мере подъема в результате отдачи тепла в окружающие породы и разбавление их более холодными водами, в том числе атмосферными осадками. Ориентировочно глубинные температуры можно оценить по составу разгружающихся термоминеральных вод, используя так называемые гидрохимические геотермометры. Это полученные в разбуренных гидротермальных системах эмпирические и расчетные соотношения, связывающие пластовую температуру и концентрацию или отношения концентраций некоторых растворенных компонентов — Si, Na/Li, Mg/Li, Na/K, Na-K-Ca [Fournier, Truesdell, 1973; Fournier, Potter, 1979; Kharaka et al., 1989; Fouillac, Michard, 1981]. В таких расчетах реальная глубина залегания данной изотермы не определяется, а вычисленную температуру относят к так называемой «базовой» глубине (неопределенной глубине формирования конкретных гидротерм, или их «базису циркуляции») и называют их «базовой» температурой.

*Si-геотермометр.* В цитированных работах предложено несколько эмпирических расчетных формул оценки «базовой» температуры по содержанию кремнезема, различающихся для высокотемпературных гидротермальных систем ( $t_{\text{поверхн}} \ge$  $t_{\text{кипения}}, t_{\text{пласт}} > 150 \text{ °C})$  и низкотемпературных, для высоко- и малодебитных, а также для разных форм кремнезема, предположительно равновесных с конкретными разновидностями термальных растворов. Учитывая, что температура всех источников существенно ниже точки кипения и что наши растворы циркулируют преимущественно в толщах осадочных и древних кристаллических пород, мы использовали для оценки «базовых» температур уравнение для кварца при адиабатическом охлаждении раствора:

$$T, \circ C = 1522/(5,75 - \log(SiO_2)) - 273,15$$
  
[Fournier, 1977],

где SiO<sub>2</sub> — концентрация SiO<sub>2</sub>, мг/л. Кроме этого соотношения, использовались следующие геотермометры.

*Na-K-геотермометр*:

$$T, \circ C = 777/(\log(Na/K) + 0.7) - 273,15$$
  
[Fournier, Truesdell, 1973].

*Na-K-Ca-геотермометр*:

$$T, \circ C = 1647/(\log(Na/K) + \beta\log(\sqrt{Ca} /Na + 2,24)) - 273,15$$
  
[Fournier, Potter, 1979],

где Na, K, Ca — концентрации соответствующих ионов (моль/кг H<sub>2</sub>O), а  $\beta = 1/3$ , если  $\sqrt{Ca}$  /Na < 1 и  $T > 100^{\circ}$ C, или  $\beta = 4/3$ , если  $\sqrt{Ca}$  /Na > 1 и  $T < 100^{\circ}$ C. На содержание Ca, кроме минералогической обстановки, сильно влияет парциальное давление CO<sub>2</sub> (определяющее карбонатное равновесие), особенно при низких температурах.

В.И. Кононов [1983] приводит формулу для случая, когда  $P_{\rm CO_2} > 10^{-4}$  атм., а температура воды в источнике меньше 75 °C:

$$T, \circ C = \frac{1647}{[\log(Na/K) + \frac{4}{3}\log(\sqrt{Ca}/Na) + 3.6 + 0.253P_{CO_2}] - 273.15},$$

где значение P<sub>CO2</sub> выражено в атмосферах.

*Na-Li-геотермометр*, который предложен для слабо и умеренно минерализованных вод с температурой от 20 до 340 °C:

$$T, \circ C = 1000/(\log(Na/Li) - 0.14) - 273$$
  
[Fouillac, Michard, 1981],

где Na и Li — концентрации ионов, выраженные в мг/л.

*Mg-Li-геотермометр*:

$$T, \circ C = 2200/(\log(\sqrt{Mg}/Li) + 5,47) - 273$$

[Kharaka, Mariner, 1989].

где Mg и Li — концентрации ионов, выраженные в мг/л.

Этот геотермометр разработан для седиментационных вод осадочных бассейнов с температурами до 300 °C. При разработке геотермометров справедливость тех или иных расчетных схем контролировалась термометрией скважин и соотношениями — Na-K, Na-K-Ca, Na-Li, Mg-Li в воде (см. там же). Последние, однако, во многом зависят от особенностей состава пород на пути подъема гидротерм, так что найденные такого рода зависимости довольно условны и выдерживаются лишь в одинаковых геологических разрезах и не всегда применимы в других регионах.

На правильность оценки глубинных температур гидрохимическими геотермометрами помимо неоднородностей геологического разреза могут влиять и другие факторы. Например, смешение термальной (минеральной) воды с холодными пресными (грунтовыми, поверхностными или талыми) водами может существенно снизить оценки температуры, получаемые SiO<sub>2</sub>геотермометрами (в них используется абсолютная концентрация кремнезема в воде, поэтому разбавление минеральной воды пресной занизит результаты расчета). То же самое, хотя и в меньшей степени, касается Na-K-Ca- и Mg-Liгеотермометров. В них используются отношения концентраций щелочных и щелочноземельных ионов, но при этом концентрация двухвалентного катиона (Мд или Са) возводится в степень 0,5, что также делает их чувствительными к субповерхностному разбавлению. При использовании этих геотермометров для оценки «базовых» температур углекислых вод следует также учитывать, что двухвалентные катионы участвуют в карбонатном равновесии. Следовательно, процессы выщелачивания или осаждения карбонатов могут влиять на результаты расчетов.

Менее чувствительны к процессам разбавления геотермометры, в которых используются отношения элементов (Na-K, Na-Li). Однако при их использовании также следует учитывать геологическую историю формирования водоносных комплексов. Присутствие в разрезе эвапоритов (остаточных рассолов или рассолов выщелачивания) может исказить результаты оценок температур по этим геотермометрам.

Следует также учитывать, что все геотермометры разрабатывались, исходя из гипотезы химического равновесия, установившегося в системе «вода–порода» на базовом уровне циркуляции вод. В связи с этим точность оценок температур может зависеть от времени нахождения воды в пласте. По-видимому, это актуально для горных районов, где из-за сильной трещиноватости пород и высокой расчлененности рельефа атмосферные осадки и поверхностные воды могут легко проникать на довольно большие глубины и быстро выходить на поверхность. Косвенным признаком неравновесности состава минеральных вод с водовмещающими породами может быть несогласованность результатов оценок по разным геотермометрам. Поэтому для оценки *абсолютных* значений температур в таких местах предпочтительнее применять Na-Li или Na-Кгеотермометры, лучше всего учитывающие процессы разбавления.

Однако даже их использование не всегда дает однозначные результаты. Это можно проиллюстрировать на примере минеральных источников Северной и Южной Осетии (рис. 1.1).

На рисунке видно, что основная масса точек формирует прямолинейный тренд. Но от него заметно отклоняются две группы точек, доля которых составляет ~25% от общей выборки. Верхняя группа соответствует водам Нижнекармадонского месторождения минеральных вод, а нижняя — различным минеральным источникам, не имеющим узкой географической привязки. В воде Нижнекармадонских источников, очевидно, имеется значительная примесь седиментационных вод. Отклонение другой группы точек от общего тренда, по-видимому, связано с отсутствием равновесия в системе «вода-порода». В результате этого температуры, рассчитанные по разным геотермометрам, утрачивают линейную взаимосвязь.

К исследованию площадного характера распределения «базовых» температур предъявляются менее жесткие требования, поскольку в их задачи входит прежде всего оконтуривание зон термических аномалий. Поэтому, если принять гипотезу, что условия формирования минеральных вод (соотношение атмогенной и глубинной составляющих) везде примерно одинаковы, то для этих целей можно использовать и другие геотермометры, например, Si или Mg-Li.

В осадочных бассейнах предгорных и межторных впадин большинство этих проблем не актуально. Поэтому спектр применяемых геотермометров может быть шире. Однако и в этом случае следует учитывать некоторые особенности химических взаимодействий, проходящих в системе «вода– порода». Например, известно, что температуры, оцениваемые по Si-термометру, чувствительны к литологическому составу осадочных пород.

В целом, для вод осадочных бассейнов, мало подверженных субповерхностному разбавлению, хорошие результаты дает Mg-Li-reотермометр. Он специально был разработан для оценки «базовых» температур нефтяных вод [Kharaka, Mariner, 1989]. Для горных районов помимо этого геотермометра можно привлекать данные по Na-Li-температурам.



**Рис. 1.1.** Соотношение величин базовых температур минеральных вод Северной и Южной Осетии, рассчитанных по Na-K- и Na-Li-геотермометрам

1 — Верхняя Ардона; 2 — Нижний Кармадон; 3 — Верхний Кармадон и Хилаг; 4 — Южная Осетия; 5 — Дигория

В некоторых случаях приемлемые оценки температур могут быть получены и по Si-термометру. Это касается в первую очередь температурных оценок, сделанных для азотно-метановых терм Кавказского региона (см. раздел 5.2).

Из представленных выше материалов вытекает, что исследования генезиса и температур формирования подземных флюидов базируются на комплексе геохимических данных, объединяющих результаты определения химического состава воды и газов и их изотопных характеристик.

### 1.3. Фактический материал

При исследовании газоводных флюидов Большого Кавказа и его обрамления особое внимание уделялось водопроявлениям, возникшим под влиянием активных тектономагматических процессов.

К ним прежде всего относятся естественные термоминеральные источники горных районов, приуроченные к области новейшего вулканизма и к тектоническим нарушениям.

В осадочных бассейнах, обрамляющих Большой Кавказ, объектом исследования были грязевулканические системы. Их возникновение, по нашему мнению, связано с обстановкой внутриконтинентальной коллизии, при которой верхние отделы осадочного разреза подвергаются интенсивному тектоническому воздействию — стрессовым нагрузкам тангенциальной направленности, приводящим к смятию и скучиванию осадков. В результате этого в осадках формируются зоны аномально высоких пластовых давлений, безкорневые складки, глиняные диапиры.

В рамках данного исследования меньший интерес представляли глубокие водоносные горизонты платформенного обрамления Большого Кавказа (юрско-мелового возраста), практически не затронутые активными тектоническими процессами.

Их гидрогеологические особенности уже были достаточно детально рассмотрены в работах И.Г. Киссина [1964] и М.К. Курбанова [2001].

В основу работы положены результаты опробования минеральных источников и скважин Кавказского региона, проведенного автором в 1994, 1997–2003 гг. (рис. 1.2; табл. 1.1). В итоге были изучены основные типы (по газовому составу) минеральных вод региона: метановые, азотные и углекислые.

При опробовании углекислых источников Большого Кавказа использовались карты и схемы распространения углекислых источников, опубликованные ранее [Углекислые минеральные воды..., 1963; Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Цогоев, 1969; Врублевский, 1959, 1969]. Исследование углекислых вод региона преимущественно проводилось по результатам опробования естественных источников, локализующихся в горных районах Большого Кавказа. В некоторых случаях углекислые воды отбирались из скважин (месторождения углекислых вод в районе Кавказских Минеральных Вод — КМВ), на Западном Кавказе (Чвижипсе) и в Южной Осетии (Багиата).

Всего в разные годы было изучено ~200 проб углекислых вод.





14

Ном	ep	Местоположение	Абс. отм.	Точность позиционирования	Широта	Долгота	
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опросования		М			
Таманский полуостров							
1	58/01	Чушка, г.в. (грязевой вулкан)	4	3	45,35414	36,71381	
2	53/01	Карабетова гора, г.в.	104	4	45,19522	36,76897	
3	53-1/01	Карабетова гора, вершина, г.в.	149	5	45,20233	36,78258	
4	51/01	Бугазский, г.в.	13	5	45,11867	36,89775	
5	59/01	Фонталовский, г.в.	29	4	45,34811	36,90508	
6	52/01	Поливадина, г.в.	47	5	45,12978	36,92119	
7	57/01	Кучугурский, г.в.	10	4	45,43231	36,92253	
8	54/01	Шапурский, г.в.	54	5	45,26925	36,96256	
9	56/01	Центральные Цимбалы, г.в.	105	4	45,30942	37,03928	
10	60/01	Синяя Балка, г.в.	12	6	45,35717	37,09919	
11	61/01	Сопка, г.в.	48	4	45,32461	37,17114	
12	55/01	Южно-Нефтяной, г.в.	64	4	45,18939	37,18353	
13	62/01	Миска, г.в.	72	4	45,27808	37,38744	
14	49a/01	Джигинский, г.в.	86	6	45,14464	37,41833	
15	63/01	Гнилая, г.в.	32	4	45,25181	37,43917	
16	50/01	Восток, г.в.	172	7	45,02836	37,58561	
17	47/01	Семигорский, г.в.	71	4	44,90111	37,59783	
18	49/01	Шуго, г.в.	148	4	45,07058	37,61042	
19	48/01	Гладковский, г.в.	131	4	45,00561	37,72372	
		Западный	Кавказ				
20	41/01	Пос. Лазоревское, скв. Г-84Э, 550 м	13	5	43,88636	39,37592	
21	42/01	Пос. Волконка, скв. 11Э, 250 м	87	7	43,88367	39,39381	
22	45/01	Пос. Сергей-поле, скв. 2рм, 1200 м	118	5	43,66703	39,70872	
23	44/01	Пластунка, скв. 48Э, 550 м	92	6	43,67817	39,75981	
24	46/01	Мацеста, скв. 6Т, 2335 м	13	7	43,54753	39,79628	
25	43a/01	Кудепста, скв. 3Э, 700 м	16	7	43,50167	39,91447	
26	43/01	Кудепста, скв. 14Э, 700 м	13	17	43,50444	39,91744	
27	33/01	Чвижепсе, скв. 6, 200 м	231	10	43,64406	40,07642	
28	40/01	Чвижепсе, скв.7, 700 м	280	10	43,64381	40,07658	
29	32/01	Южная окраина г. Майкопа, скв. 4-РЭ, 650 м	247	6	44,56678	40,13367	
30	39/01	Ольгин водопой (ист. Ачипсе), нарзан	647	14	43,71561	40,25747	
31	34/01	Пслух, нарзан	683	10	43,66178	40,34372	
32	35/01	Пслух-верхний, нарзан	1116	10	43,65236	40,40253	
33	38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	1170	9	43,61822	40,44683	
34	36/01	Нарзан № 1, верховья р. Мзымта, правый берег	1249	11	43,61739	40,46711	

Таблица 1.1. Координаты пунктов опробования (система координат WGS-84)

#### Глава 1. Фактический материал и методы исследований

Номер		Местоположение	Абс.	Точность позиционирования	Широто	Полгото
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опробования	М		широта	долгота
37	31/01	Лабинск, скв. 2Л, 427 м	283	4	44,63081	40,76350
39	30/01	Нарзан на правом берегу р. Лаш- трак	1829	7	43,48097	40,91814
40	28/01	Преградная, скв.	849	4	43,92511	41,17075
41	27/01	Уруп, скв. выше рудника	1005	13	43,81092	41,17869
		Эльбрусская вулка	ническая о	бласть		
42	26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	1584	7	43,28892	41,62464
43	25/01	Теберда, санаторий, скв. 22Э-бис, 400 м	1305	5	43,46292	41,74156
44	24/01	Горалы-кол, Главный (Джемагат) нарзан	1793	10	43,45142	41,82417
45	23/01	Горалы-кол (Джемагат), нарзан № 2	1946	14	43,44472	41,83014
46	3/00	Джингирик, скв. (сел. Верхняя Теберда)	1047	6	43,70783	41,87028
47	2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	982	6	43,68972	41,89769
48	7/99	Керт-Мели (Магомет-нарзан)	1800	_	43,37800	41,94517
49	4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	1964	7	43,41803	41,95489
50	8/99	Махар-нарзан	2100	-	43,31550	41,97933
51	18/01	Арбакол, нарзан	1056	12	43,77331	42,00292
52	5/00	Учкулан, скв.	1369	23	43,46633	42,02022
53	12/98	Мариинский нарзан	850	_	43,75967	42,03400
54	22/01	Учкуланичи, нарзан	2515	7	43,36089	42,09708
55	2/99	Индыш, нарзан	1200	7	43,65900	42,09717
56	11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	1260	6	43,52328	42,12000
57	19/01	Джаланкол, нарзан	1220	13	43,61617	42,17600
58	8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	1682	13	43,42433	42,19533
59	6/00	Нарзан № 3, р. Уллухурзук	1924	12	43,42286	42,24731
60	17/01	Аманкол, нарзан	1647	6	43,68072	42,25036
61	12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	2007	5	43,42047	42,26528
62	11/99	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	2021	5	43,41992	42,27006
63	7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	2329	5	43,41661	42,31317
64	136/99	Нарзан в правом борту р. Битик- тебе, в 1,5 км ниже р. Джилы-су	2408	14	43,41619	42,32406
65	13a/99	Нарзан в правом борту р. Битик- тебе, в 50 м выше 136/99	2398	7	43,41606	42,32478
66	13/99	Битиктебе, нарзан	2468	7	43,41319	42,33467
67	Ул-2	Р. Уллукам, речная вода	2300	6	43,29811	42,34178

Номер		Местоположение	Абс.	Точность	Широло	Π
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опробования	01.01	М	широта	Долгота
68	9/98	Грязелечебница (Битиктебе), нарзан	2577	9	43,40675	42,34742
70	10/98	Холодный нарзан (Битиктебе)	2588	11	43,40608	42,34906
72	5/98	Нарзан на правом берегу р. Битиктебе	2608	7	43,40589	42,35058
73	4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	2632	4	43,40372	42,35222
74	3/98	Нарзан «питьевой» на правом бере- гу р. Битиктебе	2637	6	43,40431	42,35261
75	1/98	Уллукам, верхний нарзан	2355	7	43,28764	42,35517
76	16/01	Шаушаиб, нарзан	1809	7	43,54725	42,35519
77	2/98	Уллукам, нижний нарзан	2401	13	43,28053	42,36283
78	46/99	Уллукам, правобережный нарзан	2400	8	43,28225	42,36367
79	Ул-1	Р. Уллукам, речная вода	2461	6	43,27433	42,37353
80	14/99	Чемарткол, верхний нарзан	2680	7	43,44153	42,38667
81	7/00	Нарзан Эльбрусский южный	2720	15	43,26619	42,38964
82	6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Уллукам)	3130	8	43,31814	42,39025
83	15/01	Тохана-нижний, нарзан	2175	5	43,52364	42,42417
84	14/01	Тохана-верхний, нарзан	2709	6	43,46864	42,44283
85	13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	2901	5	43,42814	42,44958
86	12/00	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	2768	8	43,43208	42,46397
87	K6/00	Левый борт р. Кизилкол, траверти- новый купол (сухой) № 3	2820	8	43,43281	42,46414
88	18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	2674	15	43,43344	42,47092
89	21/00	Ингушли, верхний нарзан	2183	4	43,49592	42,47886
90	K3/00	Левый борт р. Кизилкол, траверти- новый купол (сухой) № 1	2813	5	43,43697	42,47889
166	K5/00	Левый борт р. Кизилкол, траверти- новый купол (сухой) № 2	2850	11	43,43536	42,47031
91	14/00	Нарзан, р. Кизилкол левый берег	2686	6	43,43772	42,49981
92	26/00	«Странный нарзан», ист. в конеч- ной морене ледника Терскол	3259	4	43,30383	42,50964
93	8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	2555	6	43,43433	42,51319
94	C-1	Серебрянный ист. (пресный), р. Кизилкол	2562	5	43,42878	42,51442
95	25/00	Терскол, нарзан	2378	6	43,25231	42,52294
96	20/00	Ингушли, нижний нарзан	1997	5	43,52875	42,52767
97	10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	2363	8	43,43319	42,53511
98	11/00	Джилы-су, нижняя ванна (р. Малка), Мисост-нарзан	2378	6	43,43372	42,53589
99	15-1/00	Урочище Малый Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	2170	6	43,47175	42,54089
100	б/н	«Питьевой» нарзан в левобережной балке р. Малка	2360	7	43,45672	42,54400

#### Глава 1. Фактический материал и методы исследований

Номер		Местоположение	Абс.	Точность	III.ver omo	Потрото
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опробования	01111.	М	широта	долгота
101	17/98	Малка, слабительный нарзан	2233	7	43,43979	42,54476
103	16/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	2296	8	43,46131	42,54842
105	19-1/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (левобережный)	2321	6	43,43619	42,55336
106	19/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (правобережный)	2290	7	43,43853	42,55369
107	18/00	Нарзан в русле р. Малка у левого берега	2086	5	43,46617	42,55428
108	15/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан на правом берегу р. Малка	2107	6	43,46008	42,55533
109	25-2/00	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), скв.	1985	10	43,24583	42,56125
110	20/99	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	1975	8	43,24639	42,56222
111	6/01	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	1975	7	43,24642	42,56231
112	21/99	Нейтрино, вода Эльбрус, нарзан	1750	_	43,26648	42,59876
113	22/00	Исламчат, нарзан	2714	8	43,40136	42,60342
114	19/99	Адыл-су, нижний нарзан	1714	_	43,24400	42,62333
115	8/01	Ирик-нарзан	1968	10	43,26392	42,63558
116	24/00	Шаукол, средний нарзан	2530	5	43,43122	42,64789
117	22/99	Шхельда, нарзан	1904	-	43,23467	42,65167
118	15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	1326	11	43,69536	42,67864
119	23/00	Шаукол, верхний нарзан	2727	8	43,42203	42,68539
120	17/99	Кыртык, нарзан	2582	-	43,36292	42,69737
121	10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	1538	13	43,30444	42,73894
122	9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	1575	5	43,31514	42,75667
123	15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	1560	_	43,57828	42,84267
124	16/99	Тызыл, нижний нарзан	1350	_	43,60153	42,89023
125	12/01	Тырныауз, скв.	1331	7	43,37683	42,91172
126	7/01	Герхожан-су, нарзан	1973	8	43,37364	42,95506
127	5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	2198	8	43,15383	43,00994
128	11/01	Зыдачит, нарзан	1660	15	43,38444	43,02694
129	4/01	Гекташ (р. Чегем), нарзан	1602	5	43,36889	43,12644
130	2/01	Ортозюрек, нарзан	2400	_	42,97422	43,33558
		Казбекская вулкан	ическая об	бласть		
131	3a/01	Ахсу, нарзан в правом борту р. Кара-су	2428	7	42,94550	43,38644
132	3/01	Штуллу, нарзан в левом борту р. Кара-су	2857	6	42,93397	43,41289

Номер		Местоположение	Абс. отм.	Точность позиционирования	Широта	Лоштота
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опробования		M	широна	долготи
133	29/00	Мацота, нарзан	2475	11	42,91225	43,45253
135	30/00	Нарзан в левом борту р. Харес	2268	8	42,91622	43,52942
136	31/00	Колтусуар (р. Танадон), нарзан	1954	9	42,88908	43,58711
138	1/01	Герпегеж, скв.	545	-	43,37193	43,64713
139	32/00	Турбаза Дзинага, скв.	1435	8	42,90850	43,69744
140	33/03	Кировский, скв.	1495	9	42,53464	43,69764
141	32/03	Кобет, нарзан	1705	7	42,53419	43,77714
142	9/03	Карта, нарзан	2206	7	42,64917	43,80286
143	13/03	Бубу, нарзан	2347	7	42,67547	43,80519
144	37/00	Згиль-Чельдиевский нарзан	2078	5	42,65006	43,81217
145	8/03	Чельдиевский нарзан	2069	6	42,65000	43,81231
146	36/00	Згиль-1, нарзан	2067	5	42,65392	43,82083
147	10/03	Згиль, нижний нарзан	2058	7	42,65406	43,82092
148	12/03	Камсхо, нарзан	2026	4	42,66258	43,84208
149	11/03	Лисри, нарзан	1980	6	42,66572	43,85300
150	14/03	Калиат, нарзан	2329	6	42,68406	43,86500
151	35-1/00	Тиб-2, скв.	1785	8	42,67006	43,91350
152	34/00	Верхний нарзан на р. Адайкондон	2256	9	42,71614	43,91658
153	16/03	Тиб-1, скв.	1781	6	42,67533	43,92400
154	15/03	Тиб-1, нарзан в русле реки	1772	8	42,67600	43,92400
155	35/00	Тиб-1, скв., в 150 м	1772	7	42,67536	43,92403
156	31/03	Кесельта, нарзан	1101	8	42,48064	43,92644
157	30/03	Джава, скв.	1104	5	42,40072	43,93467
158	34/03	Хуце, нарзан	1135	9	42,40956	43,95186
159	38/00	Зарамаг-1, скв.	1680	9	42,71089	43,97417
160	6/03	Зарамаг-1, скв.	1673	8	42,71086	43,97425
161	33-1/00	Цмиаком-дон, цементация брекчии в районе источника	1886	9	42,69622	43,99656
162	33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг-дон	1805	6	42,59369	44,00783
163	7/03	Зруг-дон, нарзан	1800	15	42,66033	44,00789
164	29/03	Багиата, скв. 1	1335	9	42,47261	44,07519
165	17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	2094	6	42,64486	44,11356
167	25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	1553	6	42,54650	44,15250
168	24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	1619	10	42,54481	44,16664
169	3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	2556	7	42,70436	44,16742
170	18/03	Сба, нарзан	1752	12	42,57242	44,17303
171	19/03	Суна, нарзан	2045	7	42,60647	44,18986
172	27/03	Бритата, верхний нарзан (правобе- режный)	1942	10	42,50631	44,19025

#### Глава 1. Фактический материал и методы исследований

Номер		Местоположение	Абс. отм.	Точность позиционирования	Широта	Лолгота
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опробования		M	широта	долгота
173	26/03	Бритата, нарзан	1862	8	42,52058	44,19461
175	24/99	Тамиск скв. 3, 750 м	745	-	42,96059	44,20912
176	23/03	Едисса, нарзан	1958	9	42,53881	44,21764
177	21/03	Ермани-нижний, нарзан	2162	11	42,50636	44,23394
178	22/03	Ходзи, нарзан	2226	5	42,53650	44,25025
180	5/03	Метаграбин, пресный родник	1783	11	42,79253	44,37317
181	39/00	Верхний Кармадон, нарзан	2314	10	42,75469	44,48094
182	4/03	Верхний Кармадон, нарзан	2296	11	42,75656	44,48247
183	40/00	Нижний Кармадон, скв. 29	1560	9	42,81297	44,49656
184	2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	1543	7	42,81300	44,49656
185	26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	1533	8	42,81675	44,49753
186	1/03	Нижний Кармадон, скв. 30	1508	7	42,81783	44,49836
		Восточны	й Кавказ			
187	219/02	Русский Хутор, скв. 101, 2700 м	14	5	44,72669	45,57153
188	218/02	Русский Хутор, скв. 90, 3450 м	12	5	44,72539	45,57292
189	229/02	Куанский (главный), нарзан	1312	13	42,40633	45,94975
190	228/03	Куанский (верхний), нарзан	1350	20	42,40675	45,96217
191	230/02	Инхоквари, нарзан	1500	_	42,40831	46,04361
192	225/02	Бешта, содовый ист.	1623	5	42,13075	46,14439
193	226/02	Хзан-Ор, ист. рядом с основным выходом	1729	11	42,10028	46,15814
194	227/02	Хзан-Ор, нижний правобережный ист.	1602	12	42,10286	46,15992
195	220/02	Таловская, скв. 11, 4500 м	3	4	44,64131	46,16403
196	221/02	Кумухская, скв. 11, 4800 м	-1	5	44,63039	46,26192
197	222/02	Кордоновка, скв. 41, 1018–1032 м	-1	4	43,82131	46,83578
198	223/02	Исти-су, Миатлинский ист.	104	6	43,12914	46,84378
199	224/02	Кит-Кит (Цущар), ист.	2011	4	42,06300	47,15519
200	202/02	Источник в карьере Заузенбаш	275	4	42,89072	47,22967
201	214/02	Рутул, серный ист.	1750	24	41,67303	47,26192
202	215/02	Джимухур, серный ист.	1578	5	41,65539	47,26253
203	204/02	Эльдама, скв.	695	4	42,71650	47,36456
204	210/02	Хнов, верхние бани, ист.	1854	20	41,38519	47,43731
205	201/02	Санаторий «Талги», скв., 200 м	198	5	42,86661	47,46003
206	231/02	Талги, разведочная газовая скв.	239	4	42,85025	47,47286
207	211/02	Кизил-Дере, скв. в русле реки	1706	7	41,36172	47,47942
208	203/02	Зели-Кака, ист.	96	11	42,79019	47,58942
209	232/02	Димитровская (г.Каспийск), скв. 4, 3450 м	14	4	42,83239	47,62392

Номер		Местоположение	Абс. отм.	Точность позиционирования	Широта	Лолгота
на рис. 1.1	пробы*	пунктов опробования		М	r	
210	233/02	Димитровская (г. Каспийск), скв. 25, 4177 м	4	4	42,82425	47,66772
212	212/02	Джани, ист.	1138	5	41,43761	47,69036
213	205/02	Монас, скв. в санатории «Каспий», 1500 м	0	10	42,70581	47,71536
214	216/02	Кхем, скв. (Газовая балка)	1043	8	41,47311	47,75775
215	207/02	Хивский серный источник	1052	8	41,75550	47,90439
218	235/02	Мыс Башлы, ист.	-21	4	42,33233	48,09619
219	206/02	Берикей, скв. 20 (Нобеля)	-9	5	42,25825	48,11861
220	208/02	Комсукент, скв.	471	4	41,67050	48,13319
221	209/02	Гильяр, ист.	474	3	41,55094	48,26219

#### Таблица 1.1. Окончание

\* Цифра в знаменателе номера пробы соответствует году опробования.

Примечание. В таблицах прочерки обозначают отсутствие характеристик компонентов или концентраций.

Метановые минеральные воды исследовались преимущественно в предгорных районах Большого Кавказа (в Индоло-Кубанском, Терско-Кумском прогибах) и в Закавказье (в Среднекуринской впадине). Пробы отбирались как из естественных водопроявлений (грязевых вулканов и минеральных источников), так и из газонефтяных скважин.

Геохимические особенности формирования метановых вод осадочных бассейнов в связи с процессами постседиментационного преобразования осадков рассмотрены на примере грязевых вулканов Таманского полуострова (опробовались в 1994 и 2001 гг.), а также Кахетии (Восточная Грузия) (1997 г.). В этих районах было обследовано 22 и пять грязевых вулканов, соответственно. Полученные автором данные дополнялись ранее опубликованными материалами по грязевым вулканам Азербайджана и Крыма [Якубов и др., 1971, 1980; Валяев и др., 1985; Рахманов, 1987; Гулиев и др., 2001; и др.]. В пределах Терско-Кумской впадины метановые газы исследовались (в 2002 г.) по газовым скважинам. Эти данные также дополнены исследованием скважинных (СН<sub>4</sub>) газов прибрежной части Дагестана, проведенным в то же время (скважины в районе г. Каспийск, пос. Монас, пос. Берикей).

Естественные азотно-метановые термы и углекислые минеральные источники опробовались в горных районах Большого Кавказа на территории республик Дагестан (2002 г.), Северная Осетия — Алания (1999, 2000, 2003 гг.), Южная Осетия (2003 г.), Кабардино-Балкария (1999, 2001 гг.), Карачаево-Черкесия (1998–2001 гг.), в пределах Ставропольского (район КМВ) и Краснодарского (район Сочи — Красная Поляна) (1999, 2001 гг.) краев. Всего было опробовано 22 таких источника. Результаты опробования приведены в Приложении и в соответствующих главах.

### 1.4. Методы полевых исследований

Полевое обследование минеральных водопроявлений включало в себя описание источника (географическая привязка, характер выхода и т.д.), отбор проб воды и спонтанного газа на разные виды анализа, а при наличии травертиновых отложений — отбор образцов карбонатных травертинов.

Как показал опыт предыдущего опробования [Углекислые минеральные воды..., 1963], приведенное в литературе географическое описание источника далеко не всегда позволяет найти его на местности. Особенно это касается источников, расположенных в горных районах.

Это происходит по ряду причин. Транскрипции местных названий рек и урочищ на топографических картах часто отличаются от приводимых в литературе или вовсе отсутствуют. Кроме того, за прошедшие 40 лет со времени последнего систематического опробования источников из-за активных геологических процессов (схода селевых потоков, землетрясений, обвалов, изменения русел рек) или техногенного воздействия (проведения буровых и дорожных работ) часть источников исчезла, а некоторая часть поменяла место выхода.

И еще. Некоторые из источников за это время были оборудованы каптажем различной сложности. Поэтому большое внимание при проведении полевых работ уделялось определению географических координат источников.

Географические координаты определялись GPS-приемником туристического класса серии GARMIN. Измерения производились в системе WGC-84. Расчетная точность определения координат в равнинной местности составляла 3–5 м.

В горных районах из-за сильно расчлененного рельефа расчетная точность позиционирования снижалась и составляла 5–12 м. Расчетная ошибка определения высоты над уровнем моря в зависимости от характера рельефа варьировала от 10–15 м на равнине, до 15–25 м в горных районах.

Повторные замеры координат, сделанные в горах через 1–2 года, показали, что реальная точность позиционирования могла быть заметно хуже расчетной. Разница в определении координат иногда достигала 200–300 м. Помехи в измерениях (помимо расчлененного рельефа) также вызывали водные объекты — реки, у которых выходили источники и мочажины, образующиеся в местах выходов воды. Иногда помехи были вызваны низкой облачностью или туманом.

По нашим наблюдениям, в случае, если расчетная точность не превышала 6–12 м, то реальная точность позиционирования соответствовала 10–30 м. При увеличении расчетной ошибки измерения до 15–25 м ошибка позиционирования резко увеличивалась (до 100 м и более). Результаты измерений приведены в табл. 1.1.

#### Отбор проб воды и газа

Пробы воды и газа отбирались для разных лабораторных определений. Поэтому отбор производился в различные емкости. На группах источников, где имелось несколько выходов воды, расположенных на небольшом удалении друг от друга, пробы воды отбирались из выходов, отличающихся наибольшей минерализацией (для холодных источников) или максимальной температурой (для термальных). Пробы газа в этом случае отбирались из выходов с наиболее сильным газоотделением.

Пробы спонтанно выделяющегося газа для химических и изотопных исследований отбирались в стеклянные бутылки объемом 0,2–0,5 л методом вытеснения. Бутылка предварительно заполнялась водой из источника, затем переворачивалась вверх дном и помещалась в источник так, чтобы в нее не попал атмосферный воздух. Вода из бутылки вытеснялась выделяющимся газом, собираемым пластиковой воронкой. Бутылка заполнялась спонтанным газом и закрывалась под водой резиновой пробкой. Внутри оставлялся небольшой водяной затвор высотой 2-3 см. Обычно из одного источника отбиралось 3-4 бутылки газа. В них определялся общий химический состав (концентрации N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, Ar, He, H<sub>2</sub>), изотопный состав инертных газов (He, Ne, Ar) и изотопный состав углерода метана и углекислоты.

Исследования проб воды включали в себя определения концентраций макро- и микроком-понентов и изотопного состава кислорода и водорода воды.

В некоторых случаях (в выбросах грязевых вулканов) проводилось исследование изотопного состава бора ( $\delta^{11}$ B).

Пробы воды на общий химический анализ (Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, F<sup>-</sup>) отбирались в пластиковые бутылки объемом 0,5 л без консервации. Бутылки заполнялись водой «под пробку».

Пробы воды для определения микроэлементов отбирались в пластиковые боксы объемом 10–25 мл, предварительно вымытые в лабораторных условиях разбавленной азотной кислотой. Перед заполнением боксов вода отфильтровывалась через фильтр 0,45 мкм. Бокс два-три раза ополаскивался отфильтрованной водой из источника, а затем заполнялся на  ${}^{3}/_{4}$  объема. После этого проба воды консервировалась концентрированной HNO<sub>3</sub> (марки ОХЧ, 10–12 капель).

Пробы воды для изучения изотопного состава ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) отбирались в пластиковые боксы объемом 50 мл. Бокс заполнялся «под пробку» и герметично закрывался крышкой под водой (во избежание попадания воздуха и предотвраще-

ния испарения пробы). Дополнительной консервации таких проб не производилось.

# Полевые гидрохимические определения

Определение солености воды проводилось в полевых условиях. Измерения выполнялись солемером «Эксперт-002», откалиброванным по NaCl. Поэтому в углекислых водах, имеющих небольшую минерализацию (< 1–2 г/л), полевые определения солености далеко не всегда соответствовали величине сухого остатка, полученного при химических исследованиях воды в лабораторных условиях.

Результаты определения солености по солемеру использовались в качестве предварительной характеристики выхода воды и выбора места отбора водной пробы на группах источников (для поиска наиболее минерализованного выхода).

В полевых условиях также выполнялись определения некоторых характеристик химического состава воды (pH, Eh, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>2</sub>вр), которые в процессе хранения пробы могли сильно измениться.

Измерения pH и Eh выполнялись непосредственно на источнике с помощью стеклянных ионно-селективных электродов и иономера «Эксперт-001». Величина pH измерялась с абсолютной погрешностью не хуже 0,1 и относительной порядка 0,02–0,01 единицы pH.

Измерения Еһ выполнялись платиновым электродом. Погрешность измерения составляла 1 мВ. В таблицах приводятся результаты измерений Еһ с поправкой на «водородный» электрод (+200 мВ).

Концентрация иона HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> определялась по стандартной методике путем титрования аликвоты воды (объемом 20–25 мл) раствором 0,1 H соляной кислоты [Резников и др., 1963]. Результаты титрования контролировались по рНэлектроду. Титрование пробы завершалось при снижении величины рН до 4,0.

Определение концентрации растворенной CO<sub>2</sub> выполнялись в основном также титрованием (0,1 H NaOH) [Резников и др., 1963], с контролем по рН-электроду (титрование завершалось при достижении рН величины 8,4). Титрование проводилось в два этапа — сначала определялся ориентировочный объем аликвоты щелочи, необходимой для фиксации

растворенной углекислоты, а затем, с учетом этих данных, проводилось повторное — точное титрование.

В некоторых случаях концентрация растворенной СО<sub>2</sub> определялась весовым методом методом баритовой зарядки [Резников и др., 1963]. При этом емкость с подготовленным заранее раствором Ba(OH)<sub>2</sub> заполнялась водой непосредственно при обследовании источника и потом анализировалась в лабораторных условиях.

# Определение концентрации гелия в воде и газах

Концентрация гелия [He] определялась различными методами: в полевых условиях на газовом анализаторе ИНГЕМ-3, а в лабораторных методами газовой хроматографии и объемным методом при подготовке проб к анализу изотопного состава инертных газов (He, Ne, Ar).

Газовый анализатор ИНГЕМ-3 позволял определять концентрацию гелия как в газе, так и в воде. Пробы газа и воды вводились в прибор при температуре окружающей среды. Перед измерениями прибор предварительно калибровался по газовым смесям с известным содержанием гелия.

Чувствительность прибора при измерении [He] в газе —  $1 \cdot 10^{-5}$ , при измерении в воде —  $1 \cdot 10^{-7}$ % об.

Сопоставление результатов определения концентраций гелия в свободном газе, выделяющемся из воды, и растворенного в воде показало, что концентрации гелия, выраженные в % об. и в мл/л-H<sub>2</sub>O, прямо коррелируют между собой. Это дает основание считать, что менее трудоемкие результаты химического анализа свободных газов могут отражать тенденции изменения гелиеносности природных вод.

### 1.5. Методы лабораторных исследований

Общий химический состав воды (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, сухой остаток) определялся в химико-аналитической лаборатории Геологического института РАН (г. Москва) по стандартным методикам [Резников и др., 1963]. Содержание микрокомпонентов: Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Nb, Ru, Rh, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th и U в пробах определяли масс-спектральным (X-7 ICP-MS, «Thermo Elemental», США) и атомно-эмиссионным (ICAP-61, «Thermo Jarrell Ash», США) методами анализа. Определения проводились в Аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (ИПТМ РАН, г. Черноголовка Московской области).

Методика масс-спектрального определения элементного состава вод прошла государственную метрологическую экспертизу и утверждена Научным советом по аналитическим методам Министерства природных ресурсов в 2002 г. (протокол № 84 от 10 июня 2002 г.; инструкция НСАМ № 480-Х). Атомно-эмиссионное определение элементов в пробах проводили в соответствии с ГОСТ Р-51309-99 «Вода питьевая. Определение содержания элементов методами атомной спектрометрии». Атомно-эмиссионное определение S и P в пробах проводили с использованием разработанной в АСИЦ ИПТМ РАН методики, не прошедшей государственную метрологическую экспертизу.

Метод атомно-эмиссионной спектрометрии применяли для определения концентраций Li, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Sr, Ba. Результаты этих определений использовались также для контроля результатов общесолевого анализа воды.

Предел обнаружения (ПО) для атомно-эмиссионного анализа рассчитывали как

$$\Pi O = Ci + 3s,$$

где Ci — среднее значение содержания элемента *i* при измерениях бидистиллированной воды; s — стандартное отклонение для элемента *i* при измерениях бидистиллированной воды.

Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0,2 при измерении содержания этих элементов до  $5 \times \Pi O$  и не превышало 0,1 при измерении содержания >  $5 \cdot \Pi O$ .

Содержание Li, Be, B, Al, P, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Nb, Ru, Rh, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th и U в образцах определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7 ICP-MS, «Thermo Elemental», США).

Определение элементов в образцах проводили количественным методом с использованием эталонных растворов, содержащих от 1 до 500 мкг/л определяемых элементов. Для увеличения точности определения элементов использовали внутренний стандарт — барий и стронций. Содержание этих элементов в пробах предварительно было определено атомноэмиссионным методом.

Обработку масс-спектров и расчеты содержания элементов в пробах проводили с использованием программного обеспечения масс-спектрометра. Содержание Li, B, Ti, Cr, Ni, Cu, Zn, Ge, Se, Br, Sr, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Hf, W, Re, Os, Ir, Pt, Hg, Tl и Pb в образце рассчитывали как среднее значение, измеренное по их изотопам.

Предел обнаружения (ПО) рассчитывали как

$$\Pi O = C_i + 3s,$$

где  $C_i$  — среднее значение содержания изотопа *i* при измерениях бидистиллированной воды; s — стандартное отклонение для изотопа *i* при измерениях бидистиллированной воды.

Для элементов с несколькими изотопами в дальнейших расчетах использовали величину ПО для наиболее распространенного изотопа.

Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0,3 при измерении содержания этих элементов до  $5 \times \Pi O$  и не превышало 0,15 при измерении содержания  $> 5 \times \Pi O$ .

Правильность проведения анализа водных проб контролировалась по стандартному образцу питьевой воды производства High-Purity Standards (США) HPS Certified Reference Material «Trace Metals in Drinking Water» (сат. No CRM-TMDW, лот 213503).

Определения изотопного состава воды ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) выполнялись в Институте геологии, минералогии, петрографии и геохимии рудных месторождений РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва) и в Геологическом институте РАН (ГИН РАН г. Москва) на масс-спектрометре DELTA<sup>plus</sup> фирмы «ThermoQuest» («Finigan»). Определение  $\delta D$  проводилось с использованием приставки

Н/Device той же фирмы с точностью  $\pm 0.2\%$ .  $\delta^{18}$ О определялся с использованием метода изотопного уравновешивания водных образцов с CO<sub>2</sub> при t = 25 °C. Воспроизводимость массспектрометрических определений  $\delta^{18}$ О в параллельных опытах составляла  $\pm 0.015\%$ . Суммарная погрешность была не хуже  $\pm 0.025\%$ . Измерения производились с контролем по образцам сравнения МАГАТЭ (IAEA) — OH-1, OH-2, OH-3 и OH-4. Результаты приводятся в промилле относительно стандарта SMOW.

Определение химического состава выделяющихся газов (концентрации  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ , CO, He, Ar,  $H_2$ ,  $O_2$ ) производилось автором в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва) на газовом хроматографе «Кристалл-2000м», оснащенном двумя детекторами — пламенноионизационным (ПИД) и катарометром (детектором по теплопроводности — ДТП). В качестве газа-носителя использовался аргон (в некоторых случаях для определения концентрации Ar прибор переводился на газ-носитель гелий). Разделение  $H_2$ , He,  $O_2$ ,  $N_2$  и  $CH_4$  производилось на колонке с молекулярными ситами (5A). Хроматографические пики этих газов фиксировались на ДТП.

Разделение CO, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> производилось на колонке с сорбентом PARAPAK-Q и фиксировалось на ПИД. Перед поступлением на детектор окись и двуокись углерода восстанавливались до метана в метанаторе при температуре 320 °C (для последующего индицирования их на ПИД).

Ввод пробы газа в прибор осуществлялся с помощью газового крана с фиксированным объемом дозы 0,18 мл. Состав газов определялся методом абсолютной калибровки — перед началом работы прибор калибровался по газовым смесям известного состава. Среднеквадратичное отклонение от стандарта по каждому компоненту не превышало 0,5–1%.

Определение изотопного состава углеродсодержащих газов (CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>) выполнялось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва) на масс-спектрометре МИ-1201В с предварительным разделением газов (вымораживанием CO<sub>2</sub> на жидком азоте) и последующим окислением CH<sub>4</sub> на CuO. Результаты приводятся в промилле относительно стандарта PDB. Точность определения  $\delta^{13}$ C была ~0,25%.

Определение изотопного состава углерода и кислорода в травертинах выполнялось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва). Растертые навески карбонатов разлагались в ортофосфорной кислоте ( $H_3PO_4$ ) при комнатной температуре в течение 1 ч по стандартной методике [McCrea, 1950]. Измерения изотопного состава проводились на масс-спектрометре MИ-1201B. Воспроизводимость параллельных опытов ~0,25‰. Результаты измерений приводятся в промилле относительно SMOW для  $\delta^{18}$ O и PDB для  $\delta^{13}$ C.

Измерения  $\delta^{11}$ В в воде и в глине проводились при исследовании выбросов грязевых вулканов. Изотопный состав бора (<sup>11</sup>B/<sup>10</sup>B) в воде определялся методом отрицательной тепловой ионизации на масс-спектрометре «Finnigan MAT-262» с точностью — 0,5‰ без предварительной химической обработки [Zuleger, Erzinger, 1991]. Из образцов осадка бор выделялся путем обработки плавиковой кислотой и серией катионноанионных обменов по методу, описанному в литературе [Nakamura et al., 1992]. Изотопный состав бора выражен в промилле отклонения от стандарта борной кислоты NBS SRM 951, в которой <sup>11</sup>B/<sup>10</sup>B = 4,0437±0,0033 [Cantanzaro et al., 1970].

Концентрации гелия, неона, аргона и величины отношений  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He,  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar,  ${}^{4}$ He/ ${}^{20}$ Ne также измерялись в пробах газа. Измерения выполнялись в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (КНЦ РАН, г. Апатиты) (аналитик И.Л. Каменский, масс-спектрометр МИ 1201ИГ).

На результаты измерений  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  влияет примесь воздушного гелия. В атмосферном воздухе значение  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  составляет 1,4·10<sup>-6</sup> [Мамырин и др., 1970]. Поэтому в измеренные значения  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  (далее *R*) вводилась стандартная поправка на искажение за счет контаминации глубинного газа воздухом:

$$R_{\rm HCTTp} = \{R_{\rm obp}({}^{4}{\rm He}/{}^{20}{\rm Ne})_{\rm obp} - R_{\rm ATTM}({}^{4}{\rm He}/{}^{20}{\rm Ne})_{\rm aTTM}\}/\{({}^{4}{\rm He}/{}^{20}{\rm Ne})_{\rm obp} - ({}^{4}{\rm He}/{}^{20}{\rm Ne})_{\rm aTTM}\},\$$

где индексы «обр» и «атм» обозначают образец и атмосферу, соответственно, или по формулам, приведенным в работе [Прасолов, 1990].

Помимо этих данных в работе использовались опубликованные результаты опробования термоминеральных источников Кавказского региона [Углекислые минеральные воды..., 1963; Цогоев, 1969; Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Врублевский и др., 1940; Врублевский, 1959, 1962, 1969; Курбанов, 2001; Шнюков и др., 1986; Валяев и др., 1985; Nevinsky et al., 2001; Селецкий и др., 1973, 1995; Селецкий, 1991; Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000; Газалиев и др., 1982; и др.] Минеральный состав пелитовой фракции (< 0,001) в составе грязевулканической пульпы исследовался рентгенографическим методом. Необходимая фракция выделялась методом отмучивания. Из каждого образца для съемки приготавливалось три ориентированных препарата: естественный, насыщенный этиленгликолем и прокаленный (при t = 550 °C).

К сожалению, определить количественно соотношение фаз глинистых минералов этим методом нельзя. Поэтому в результатах рентгенографического анализа глинистые минералы ранжированы по убыванию интенсивности их диагностических отражений, которая качественно отражает соотношение минералов в образце.

Химический состав пелитовой фракции (< 0,001) определялся методами ICP-AES и ICP-MS. Полученная отмачиванием фракция (навеска 200 мг) разлагалась плавиковой кислотой и затем анализировалась в ИПТМ РАН так же, как и пробы минеральной воды.

### Глава 2 Особенности строения Кавказского региона

### 2.1. Основные черты геологического строения Большого Кавказа и прилегающих осадочных бассейнов

Горное сооружение Большого Кавказа протянулось почти на 1000 км, при этом его ширина не превышает 100–150 км.

В поперечном профиле через горное сооружение Большого Кавказа (с севера на юг) выделяется несколько крупных структурных единиц [Philip et al., 1989]: предгорные прогибы (Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский), моноклинальная зона (Лабино-Малкинская), Пшекиш-Тырныаузская шовная зона, кристаллическое ядро Большого Кавказа, зона Главного надвига Большого Кавказа (на южном склоне) и межгорные депрессии (Куринская и Рионская), разделяющие горные системы Большого и Малого Кавказа (рис. 2.1).

К породам фундамента в Кавказском регионе относят дислоцированные и сильно метаморфизированные комплексы доюрского возраста. Большинство геолого-геофизических данных позволяет считать доюрский фундамент разновозрастным, самым древним этапом его развития считается байкальский [Ахмедов и др., 1985]. Хотя более поздние изотопные датировки кристаллических пород Большого Кавказа ставят под сомнение «присутствие сколько-нибудь значительных выходов докембрийских образований» [Сомин, 2007, с. 35]. Полученные этим автором датировки показывают, что кристаллическое ядро Большого Кавказа представлено метаморфическими породами с нижне- и среднепалеозойским возрастом протолитов (там же).

Осадочный чехол Предкавказских краевых прогибов (Терско-Кумского<sup>1</sup> и Индоло-Кубанского) слагают песчано-глинистые толщи олигоцена, миоцена, а местами и плиоцена, подстилаемые терригенно-карбонатными комплексами юрско-мелового возраста. Мощность осадочного чехла в Терско-Кумском и Индоло-Кубанском прогибах возрастает соответственно в восточном и западном направлениях, достигая 8-12 км [Якубов и др., 1980; Шнюков и др., 1971, 1986; Рахманов, 1987; Курбанов, 2001]. В разрезе прогибов выделяют мощную пачку песчано-глинистых пород — так называемые отложения майкопской серии (моласса олигоцен-раннемиоценового возраста). На породы этого возраста приходится значительная часть мощности осадочного чехла. Например, в Индоло-Кубанском прогибе породы майкопской серии залегают в интервале глубин 1-5 км [Шнюков и др., 1986].

Лабино-Малкинская зона (Северо-Кавказский краевой массив) — играла в мезозое–палеогене роль южной окраины Скифской платформы. В результате воздымания на орогенном этапе ее чехол, сложенный терригенно-карбонатными комплексами юрско-мелового возраста, приобрел пологомоноклинальную структуру (зона моноклинали).

Ядро Большого Кавказа сложено кристаллическими сланцами и гнейсами (PR<sub>3</sub>-PZ<sub>1</sub>) и частично замещено позднепалеозойскими гранитами. По системе взбросов и надвигов комплексы кристаллических пород надвинуты на складчатую зону южного склона, образуя «Главный надвиг Большого Кавказа», смещение по которому может достигать порядка 55 км [Хаин, 1982].

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Терско-Кумский прогиб является западной частью Терско-Каспийского горного прогиба.



Рис. 2.1. Схема тектонического строения Кавказского региона (по [Philipp et al., 1989]) I–III — районы грязевого вулканизма: I — Керченско-Таманский, II — Восточно-Грузинский (Кахетинский), III — Южно-Каспийский (Азербайджанский).

1 — континентальная кора; 2 — океаническая или переходная кора; 3 — выходы фундамента на поверхность; 4 — дислоцированные мезозойские и палеогеновые отложения; 5 — молодые осадочные бассейны; 6 — главные надвиги; 7 — главные сдвиги; 8 — складки в молодых осадочных бассейнах; 9 — вулканические центры неоген-четвертичного возраста

Куринская впадина с севера ограничивается юрско-меловыми сложно дислоцированными и раздробленными отложениями осевой зоны Большого Кавказа, местами надвинутыми на более молодые толщи впадины (см. рис. 2.1) [Якубов и др., 1980; Philipp et al., 1989]. Последние образуют мощный разрез, имеющий чешуйчатое строение. Мощность осадочного чехла в центральных частях впадины достигает 13-14 км [Краснопевцева и др., 1977; Иоселиани, Диасамидзе, 1983; Челидзе, 1983; Адамия, 1985]. Из них на мезозойские отложения приходится только 4-6 км. Выше располагаются молассовые комплексы палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Среди них максимальные мощности приходятся на породы морской — майкопской (5-6 км) и пресноводно-континентальной ширакской (2-2,5 км) свит [Раджабов и др., 1985]. Большие мощности молассового заполнения Куринской впадины, возможно, являются результатом тектонического повторения в разрезах одновозрастных толщ и развития тектонических покровов [Адамия и др., 1989].

Судя по геофизическим данным [Адамия; 1985; Иоселиани, Диасамидзе, 1983; Челидзе, 1983; Краснопевцева, 1978; Шемпелев и др., 2005], мощность континентальной коры в Кавказском регионе неоднородна и варьирует от 40-50 до 60-70 км. Ее мощность увеличивается под горным сооружением Большого Кавказа, а в депрессионных структурах она снижается. Например, в Рионско-Куринской межгорной впадине отмечается закономерное снижение мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев до 5-15 км и до 10-20 км, соответственно [Адамия, 1985]. Отмечается латеральная геофизическая неоднородность коры — в Куринской и Рионской впадинах в «базальтовом» слое на глубинах 10-45 км выделяются «высокоскоростные включения» (Vp = 7-8 км/c), достигающие мощности 7-15 км. Предполагается, что эти неоднородности связаны с внедрением интрузивов основных и ультраосновных пород.

Плотностные и скоростные неоднородности континентальной коры отмечаются и в горных районах [Авдулов, 1962; Хитаров и др., 1984; Копаев, Гурбанов, 2004; Шемпелев и др., 2005; Короновский, Дёмина, 2007], например, в Эльбрусском и Казбекском районах близко от поверхности земли (на глубинах ~1–3 км) фиксируются области разуплотнения и зоны поглощения сейсмических волн. Они интерпретируются как промежуточные вулканические камеры, заполненные расплавом.

# 2.2. История геологического развития

Кристаллическое ядро Главного хребта Большого Кавказа сформировалась в герцинскую эпоху тектогенеза [Короновский, Белов, 1987] и характеризуется складчато-покровным строением (герцинские шарьяжи северного склона Большого Кавказа) [Греков и др., 1974; Хаин, Ломизе, 1995]. В позднем палеозое, после герцинской эпохи складчатости, на Северном Кавказе сформировалась новая континентальная кора, которая нарастила к югу Восточно-Европейский континент.

Современная структура Кавказского региона определяется надвиговой складчатостью, развившейся в результате позднекайнозойской континентальной коллизии Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит. История региона, согласно [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Philip et al., 1989; Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1987; Короновский, 1994; Короновский и др., 1997; Короновский, Дёмина, 2004; Большой Кавказ..., 2007], вкратце может быть изложена следующим образом.

На протяжении от юры до палеогена между Африкой и Евразией существовал обширный морской бассейн — Тетис, в центральной части которого имелось несколько блоков с корой континентального типа — микроконтинентов. В раннем миоцене начался спрединг Красного моря и Аравийская плита мигрировала к северу, вызывая постепенное сокращение ширины Тетиса. Субдукция океанической коры Тетиса происходила по южному краю Турецкого и Иранского блоков и сопровождалась Са-щелочным островодужным вулканизмом.

В результате на северном обрамлении океана, начиная с ранней юры, сформировалась активная окраина [Короновский и др., 1997], в задуговой области которой — на месте Большого и северной части Малого Кавказа — периодически возникали линейные зоны растяжения (сбросы и грабены). Образовавшиеся на их месте узкие впадины заполнялись мощными толщами флишевых осадков. К тоарскому веку развитие этих структур затухает. Затем незначительное растяжение отмечалось в середине мела, а наиболее масштабное — в палеоцене-эоцене. В это время деформации растяжения захватывают районы, расположенные в основном к югу от Большого Кавказа. Здесь сформировалась серия крупных рифтогенных бассейнов (Аджаро-Триалетский,

Еревано-Обдубадский, Севано-Ширакский и др.), несогласно наложенных на Закавказскую плиту, Нахичеванский и Центрально-Иранский массивы, а также на Малокавказскую офиолитовую сутуру [Короновский, 1994; Короновский и др., 1997; Короновский, Дёмина, 2004].

В конечном итоге продолжительный дрейф Аравийской плиты (и Анатолийской микроплиты) привел к закрытию Тетиса (~20 млн лет). В настоящее время океаническая кора сохранилась только в бассейнах Черного моря и Южного Каспия.

Продвижение Аравийской плиты к северу вызвало изгиб структурных дуг на Малом Кавказе, формирование сети диагональных и субширотных сдвиговых нарушений, а также развитие субширотных надвиго-покровных структур, приуроченных к основным шовным зонам, например, зона Главного надвига южного склона Большого Кавказа.

На всем протяжении своего существования морские бассейны играли буферирующую роль в плане передачи горизонтальных тектонических движений. Только после их закрытия в эоцене началась складчатость, охватившая все тектонические единицы от Загроса до южной окраины Скифской плиты.

Таким образом, в донеогеновом развитии Кавказского сегмента Альпийского пояса выявляется несколько главных кульминаций тектонической активности.

Лейасовая активность выражается растяжением и рифтингом на лавразийском обрамлении океана Тетис и на его микроконтинентах. Складчатость в это время проявлялась локально и сравнительно слабо.

Байосский максимум выражает коренное изменение геодинамической обстановки на северной окраине Тетиса: началась субдукция под Лавразийский континент, пассивная окраина преобразовалась в активную окраину андского типа. Заложению на ней субдукционного вулканоплутонического пояса предшествовали поднятие и складчатость на рубеже аалена и байосса.

Следующий максимум в конце поздней юры (начиная с кимериджа) отмечен некоторым усилением субдукционного магматизма, а затем складчатостью вплоть до начала мела — на большой площади Центрального и Восточного Ирана она завершилась поднятием и морской регрессией.

В раннем сеномане произошло закрытие Малокавказского океанического бассейна и

причленение Нахичеваньского микроконтинента к окраине Лавразии.

Кульминация тектонической активности в палеоцене–эоцене (с пиком в среднем эоцене) выражена развитием на северном обрамлении Тетиса системы наложенных рифтогенных бассейнов с мощным базальтовым вулканизмом. Другое ее выражение — резкое усиление субдукции под вулканический пояс Урмия-Дохтар. Нарастает складчатость, формируются надвиги (в Загроссе), где, вероятно, началась коллизия иранской окраины Евразии с Афро-Аравийской плитой.

В целом, для Кавказского сегмента отмечается переход от господства рифтогенных обстановок в лейасе к субдукционным обстановкам в последующее время. Соседство этих обстановок установилось в середине мела, но было особенно выразительно в период эоценового тектонического максимума ( $P_2$ ).

«Жесткий» контакт Анатолийской микроплиты и Скифской плиты ознаменовал начало континентальной коллизии (11–10 млн лет) в Кавказском сегменте Альпийского пояса, в результате чего произошло воздымание Малого и Большого Кавказа. Одновременно начали формироваться предгорные прогибы (Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский) и межгорные депрессии (Рионская и Куринская) (см. рис. 2.1).

Структура Кавказа в современном виде начала оформляться с позднего миоцена  $(N_1^2)$ . С этого времени в регионе постоянно господствует обстановка субмериодинального сжатия. По оценке В.Е. Хаина [1982], величина сжатия при образовании Большого Кавказа составляла не менее 200 км. С момента закрытия Тетиса выделяется [Никишин и др., 1997] пять основных фаз сжатия Большого Кавказа: 16,5–15, 12,4–9,7, 7–5, 3,7–1,8 и 1,6–0 млн лет назад. Каждая из них сопровождалась быстрым погружением молассовых бассейнов.

В четвертичное время интенсивность тектонических движений Большого Кавказа менялась по его простиранию [Лукина, 1987]. Западный Кавказ испытал усиление тектонических движений в первой половине раннего плейстоцена (800–500 тыс. лет), во второй половине среднего плейстоцена (с 300 тыс. лет) и, максимальное, в позднем плейстоцене (со 125 тыс. лет), с еще большим усилением в последние 30 тыс. лет и в голоцене. Восточный Кавказ активизировался в первой половине плейстоцена (800–575 тыс. лет), в первой половине среднего плейстоцена (от 450–400 до 300 тыс. лет) и в позднем плейстоцене (со 130 тыс. лет) с некоторым ослаблением движений от 40 до 10 тыс. лет и новым усилением в голоцене.

Таким образом, в первой половине раннего плейстоцена Восточный и Западный Кавказ испытывали одновременное усиление тектонических движений. В среднем плейстоцене периоды активизации орогенных движений на Восточном Кавказе совпадают с этапами их ослабления на Западном и, наоборот, при усилении движений на Западном Кавказе их интенсивность на Восточном снижается. В позднем плейстоцене-голоцене усиление тектонической активности отмечается для всего Альпийского пояса. Олнако в позлнем плейстоцене еще сохраняется асинхронность проявления кратковременных импульсов движений между Восточным и Западном крылом Кавказа. В плейстоцене по абсолютным скоростям движений Восточный Кавказ превышал Западный: в раннем и первой половине среднего практически на порядок, в позднем плейстоцене — примерно в два раза.

В настоящее время конвергенция континентов продолжается со скоростью ~30 мм/год восточнее и ~10 мм/год западнее транскавказской зоны поперечных сдвигов ССВ простирания (см. рис. 2.1) [Philip et al., 1989].

# 2.3. Мезозой-кайнозойский вулканизм

Начиная с юрского времени, по мере изменения структурного плана Кавказского сегмента Альпийского пояса, менялись и типы вулканических проявлений: рифтогенный, субдукционный (островодужный) и коллизионный (орогенный) [Короновский и др., 1997; Короновский, Дёмина, 2007].

Рифтогенный магматизм ограничен тремя интервалами времени: лейас-аален (с максимумом в среднем лейасе — аалене), апт-сеноман (с максимумом в позднем альбе — сеномане) и палеоцен-эоценовый (с максимумом в среднем эоцене). Его развитие по времени совпадает с фазами локального растяжения на северной окраине Тетиса. Для синемюра — раннего плинсбаха характерно развитие субаэральных вулканитов андезитового и риолито-дацитового состава. С оформлением рифтогенных бассейнов в позднем плинсбахе — аалене начинают преобладать глубоководные трещинные излияния толеитовых базальтов. Небольшие излияния базальтов в лейасе также сопровождали образование разломов на Нахичеваньском массиве, который в это время представлял собой микроконтинент, отделенный Малокавказской ветвью океана Тетис.

Рифтогенный магматизм середины мела проявился как на северном континентальном обрамлении, так и на микроконтиненте, но гораздо ограниченнее. В это время на Закавказской плите в тылу субдукционного вулканического пояса наметились Аджаро-Триалетский и Кюрдамирский троги с подводно-морскими излияниями базальтов. Небольшое количество оливиновых базальтов поднялось в сеномане вдоль северного края Закавказской плиты — в глубоководных Новороссийском и Местиа-Тиалетском флишевых трогах. Рифтогенную природу имеют, повидимому, наземные андезитовые и риолитовые извержения, происходившие в альбе-сеномане на Нахичеваньском массиве.

Мощная вспышка рифтогенного магматизма в палеоцене–эоцене (особенно в среднем эоцене) была обусловлена развитием в это время системы глубоких линейно вытянутых бассейнов (Эльбурсского, Еревано-Ордубадского, Севано-Ширакского, Аджаро-Триалетского, Талышского). В отличие от юрских рифтов, для вулканитов этого этапа характерно развитие субщелочных и щелочных базальтоидов.

Субдукционный магматизм был более продолжительным и также был неравномерно распределен по времени. Его проявления приурочены к двум вулканическим поясам — Закавказскому (на северном обрамлении Малокавказского океанического бассейна) и к поясу Урмия-Дохтар (на северном обрамлении Периаравийского океанического бассена). Эти пояса сформировались на краю континентальных плит — Закавказской и Иранской.

Максимум вулканической активности в Закавказской зоне приурочен к байоссу, когда она охватила территорию от Малокавказского офиолитового шва до южного склона Большого Кавказа. Преобладают породы андезито-базальтового и андезитового состава, в некоторых центрах формировались риолито-дациты. В низах разреза есть базальты, количество которых увеличивается у северного края пояса. В батское время пояс сузился, его активность сосредоточилась в Сомхето-Кафанской полосе. Со среднеюрскими вулканитами тесно связаны гранодиорит-плагиогранитные интрузии, которые образуют с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию. В конце средней юры, также в тылу вулканоплутонического пояса (в 100–150 км от него), протянулась зона растяжения, открывшая доступ толеит-базальтовой магме — формировались рои послескладчатых даек Большого Кавказа.

На рубеже средней и поздней юры активность магматизма в Закавказском поясе резко снизилась, а после второстепенного кимериджского максимума вулканизм почти полностью прекратился вплоть до апта (около 37 млн лет). С альба заметна активизация вулканизма, которая достигла максимума в раннем сеномане. На этом зона субдукции завершила свое развитие. Последующие проявления вулканизма там накладываются как на прежнюю континентальную окраину, так и на офиолитовую сутуру, образовавшуюся на месте Малокавказского бассейна.

О субдукционном поясе Урмия-Дохтар известно меныше. Время его заложения определяют поразному: от позднего триаса до мела. В позднем мелу пояс уже существовал (андезиты). Мощный максимум отмечается в эоцене, что может свидетельствовать об ускорении субдукции. После закрытия Периаравийского бассена субдукционный вулканизм продолжался только к востоку от меридиональной «линии Оман». Изверженные породы здесь известны в олигоцене–миоцене, а в плиоцене–квартере они образовали вулканическую цепь Бафтан-Тафтан.

Коллизионный магматизм начинается с позднего миоцена. Вулканическая активность ассоциируется с системой региональных сдвиговых нарушений, дискордантно наложенных на более ранний структурный план [Короновский, 1994]. К ним приурочены локальные участки присдвиговых растяжений, по которым и происходило проникновение магмы в верхние слои коры.

Всего выделяется три фазы усиления вулканической активности: 1) в позднем миоцене раннем плиоцене; 2) в позднем плиоцене; 3) в позднем плиоцене — антропогене [Милановский, Короновский, 1973]. Первая фаза была наиболее мощной и развитой на Малом Кавказе, в позднем миоцене — антропогене вулканизм распространился на север вплоть до северного склона Большого Кавказа.

Плиоцен-четвертичные вулканиты изучены довольно хорошо [Милановский, Короновский, 1973; Станкевич, 1976; Попов и др., 1987; Остроумова и др., 1995; Богатиков и др., 2002; и др.]. Они представлены известково-щелочными и субщелочными сериями. Вулканиты ранней фазы (миоцен-плиоценовой) представлены базальтандезит-дацитовыми сериями с преобладанием андезито-дацитов и дацитов с наиболее низким содержанием щелочей. Позднеплиоценовая фаза выражена более контрастными базальт-трахитриолитовыми сериями пород, распространенными на Малом Кавказе. Вулканиты последней фазы представлены андезит-дацитовыми сериями на Большом Кавказе и субщелочными андезит-базальтовыми на Малом Кавказе.

Для коллизионных вулканитов характерны незначительные вариации химического состава разновозрастных пород, обнажающихся в одних и тех же местах, в то время как пространственные вариации очень существенны.

В целом для коллизионного вулканизма типично [Короновский, Дёмина, 2004]:

1) отсутствие или слабое проявление процессов кристаллизационной дифференциации;

2) антидромная направленность извержений;

3) резкое обогащение более основных пород, бедных SiO<sub>2</sub>, некогерентными элементами и легкими РЗЭ;

4) небольшие глубины генерации базальтовых магм;

5) резкая латеральная неоднородность химического состава вулканитов;

6) низкая магнезиальность базальтов;

7) частое проявление процессов ликвации базальтов;

8) повышение щелочности в процессе эволюции магматизма.

Впрочем, не все эти признаки соответствуют более ранним представлениям Н.В. Короновского. В первую очередь это касается антидромной направленности изменения состава вулканитов — в Казбекской вулканической области по более ранним представлениям того же автора она носила гомодромный характер [Милановский, Короновский, 1973] (см. следующий раздел).

### 2.4. Новейший (коллизионный) вулканизм

Ареал распространения плиоцен-четвертичных вулканитов Большого Кавказа в отличие от ареалов многих других орогенных структур не вытянут вдоль ранее сформировавшихся структур, а приурочен к поперечному поднятию, имеющему транскавказское простирание (так называемому Транскавказскому вулканическому поднятию). Вместе с тем латеральная зональность молодых вулканитов в значительной мере контролируется структурным планом подстилающих комплексов.

На Большом Кавказе выделяют две крупные вулканические области — Эльбрусскую и Казбекскую — и небольшой по площади Грозненский район [Милановский, Короновский, 1973; Короновский, Дёмина, 2007].

#### Эльбрусская область

Вулканиты этой области отличаются наиболее кислым составом (в целом близким к липарито-дацитам) и большим генетическим разнообразием — развитием игнимбритов и субвулканических тел. Здесь вулканическая деятельность началась в миоцен-плиоценовую фазу, достигла максимума в познеплиоценовую и несколько ослабела в антропогеновой фазе.

В Эльбрусской области выделяются три вулканических района: Минераловодский (район КМВ), Нижнечегемский и Эльбрус-Кюгеренский.

В Минераловодском районе эффузивные образования отсутствуют — здесь развиты лишь небольшие гипабиссальные интрузивные тела. Вулканическая деятельность здесь началась раньше всего — в позднем миоцене — раннем плиоцене. Интрузивы КМВ сформировались в результате одной-двух, а в некоторых случаях и четырех фаз внедрения расплава. Время внедрения по K-Ar методу — 8,8±0,6 и 9,6±0,8 млн лет — отвечает мэотису-понту [Аракелянц и др., 1968]. Наиболее вероятно их отнесение к концу миоцена — началу плиоцена. Породы КМВ называют по-разному: трахилипаритами, гранитпорфирами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенит-порфирами. Химический и минералогический состав их однороден, что указывает на отсутствие дифференциации расплава в камере. По составу они близки вулканитам более южных районов области, но содержат больше щелочей — в среднем 9,5 против 7-8% в породах южных районов.

Для *Нижнечегемского района* характерны туфоигнимбритовые извержения кислой (липаритовой и липарито-дацитовой) магмы. Впервые этот тип извержения проявился на Кавказе в этом районе. Наиболее мощная вспышка активности приходится на конец среднего — первую половину позднего плиоцена, в конце плиоцена — начале позднего плейстоцена активность затухает.

Эльбрус-Кюгеренский район (в него входит и Верхнечегемский вулканический массив) от других районов отличается бо́льшим разнообразием магматических проявлений (лавовые излияния и эксплозивные проявления) и большей частотой вспышек вулканической активности, продолжавшейся здесь с конца среднего плиоцена или с начала позднего плиоцена до голоцена. Химизм продуктов варьирует от андезито-базальтов до липаритов. Преобладают липарито-дациты и дациты. Вулканические центры здесь вытянуты цепочкой в широтном направлении на расстояние 75–80 км и приурочены к восточному участку Тырныаузской шовной зоны.

Вулканические центры приурочены к зонам поперечных разломов север-северо-восточного простирания. Зоны разломов осложнены поперечными грабен-синклинальными впадинами, восточная из которых — Верхнечегемская начала формироваться еще до позднего плиоцена. В зоне Главного хребта (в зоне Главного надвига) также имеется несколько мелких гранодиоритпорфировых плиоценовых «неоинтрузий».

В пределах района выделяет несколько участков.

Западно-Приэльбрусский насчитывает пять вулканических центров, действующих в начале позднего плейстоцена (приурочен к долине р. Худес и ее притокам). Продукты извержений преимущественно представлены темно-серыми дацитовыми туфо-лавами. Только лавы горы Таш-Тюбе, излившиеся в позднем плейстоцене, представлены андезито-дацитами.

Эльбрусский участок включает в себя вулкан Эльбрус (5633 м). В строении вулкана выделяются две пачки. В нижней (плиоценовой) развиты липарито-дациты, а в верхней (антропогеновой) — дациты и андезито-дациты. Вулканиты относятся к нормальному известково-щелочному ряду. От вулканитов восточной части Эльбрусской области эффузивы Эльбруса отличаются (особенно четвертичные) слегка повышенной щелочностью. В пределах Эльбрусского центра по геоморфологическим признакам выделена кальдера, в центральной части которой сформировался конус Эльбруса [Богатиков и др., 1998].

*Кыртык-Тызыльский участок* включает в себя четыре центра (Кыртыкский и Тызыльские). Кыртыкский лакколит — липариты (или гранитпорфиры) сформировались к началу позднего плиоцена (по K-Ar — 2,0–2,15 млн лет назад). Предполагается, что этот лакколит стратиграфически аналогичен нижней липаритовой толще Эльбруса. Излияния тызыльских андезитодацитовых лав происходило также предположительно в позднем плиоцене.

На водоразделе Кыртык и Сылтран-су встречены андезито-дациты и дациты, сходные с четвертичными лавами Эльбруса.

В *Тырныаузком участке* есть несколько некков и даек, секущих эльджуртинские граниты — липарит-дациты и липариты, датируемых поздним плиоценом (по K-Ar — 2,5–3 и даже 1,8–1,9 млн лет).

Верхнечегемский участок напоминает Эльбрусский по объему и мощности развития вулканизма, но четвертичный вулканизм здесь проявился слабо. Имеется множество мелких центров извержений. Участок охватывает водоразделы рек Кенстанты, Чегема и его истока Башиль-Аузусу. По возрасту относится к концу среднего — позднему плиоцену (возраст по K-Ar варьирует от 2,5 до 3,05 млн лет [Аракелянц и др., 1968]).

В основании вулканогенной толщи залегает пачка андезито-дацитовых туфов. Выше располагается толща липаритовых туфолав и липаритодацитовых игнимбритов.

Вулканическая активность на этом участке завершилась предположительно в позднем плейстоцене — голоцене.

Сурх-Крандухский участок — самый восточный в Эльбрусской области. Он расположен в междуречье Чегема и Черека, где находятся вулканы Сурх и Карандух. Вулканиты представлены андезито-базальтовыми лавами, встречающимися только в этом районе Приэльбрусья. Лавовые потоки здесь схожи лишь с плиоценовыми андезито-базальтами Кинжальского потока (р. Тызыл) и, вероятно, имеют аналогичный возраст.

Эволюция состава вулканитов Эльбрусской области от фазы к фазе происходила в антидромном направлении (от кислых к основным — от липаритов к дацитам и андезито-дацитам). Внутри позднеплиоценовой и четвертичной фаз эволюция продуктов протекает более сложно — наиболее кислые продукты принадлежат к их средней подфазе, отличающейся максимальной силой (туфолавы и игнимбриты).

К югу от КМВ (в сторону Эльбруса) увеличивается продолжительность действия очагов, усложняется химический состав и немного понижается кислотность.

Породы КМВ отличаются повышенной щелочностью, слабая щелочная тенденция свой-

ственна некоторым породам Эльбруса. Напротив, вулканиты восточной части Эльбрус-Кюгеренского района и Нижнечегемского района относятся к известково-щелочному ряду. Таким образом, имеет место не только поперечная, но и продольная зональность химического состава вулканитов.

#### Казбекская область

Находится на участке сочленения Центрального и Восточного сегментов антиклинория Большого Кавказа. В отличие от Эльбрусской области, приуроченной к приподнятому участку северного крыла Большого Кавказа, не испытывавшему в альпийском цикле значительных погружений, Казбекская область в целом приурочена к осевой зоне и южному крылу альпийского инверсионного складчатого сооружения. По сравнению с Эльбрусской, где доминируют липарито-дациты, для этой области характерны вулканиты менее кислого состава с колебаниями от дацитов до андезито-дацитов и изредка андезито-базальтов при отсутствии липаритов. Этот состав выдерживается без изменений на протяжении позднего плиоцена и антропогена. Лишь в позднечетвертичное время появляются более основные вулканиты — андезито-базальты. Игнимбриты отсутствуют, а все извержения представлены излияниями лав и выбросами обычной пирокластики. Периоды вулканизма сходны с таковыми Эльбрусской области.

Выделено несколько фаз активности:  $Q_1$  (самая слабая);  $Q_2$ ,  $Q_3^1$  (максимальная),  $Q_3^2$  и  $Q_4$ . Последняя, так же, как и  $Q_3^1$ , отличалась максимальной активностью.

Здесь же (на территории Северной и Южной Осетии) в пределах Главного хребта имеется несколько «неоинтрузий», часть из которых может относиться к миоплиоценовой фазе магматизма.

Выделено три вулканических района: Казбекский, Кельский и Джавский. Центры четвертичных извержений связаны с зоной Казбек-Цхинвальского разлома.

Казбекский район протянулся полосой на 120 км и шириной до 15 км от верховий Черека до Терека. Приурочен к осевой зоне и южному крылу Бокового хребта. От южных районов области отличается большей продолжительностью позднеорогенного вулканизма, начавшегося с позднего плиоцена (неоинтрузии) и продолжающегося до конца антропогена. В антропогене вулканическая активность сохраняется только в восточной части района — между Казбеком и долиной Терека.

Для вулкана Казбек и расположенных поблизости моногенных вулканов-сателитов выделяется несколько фаз извержений: познеплиоценовая, ранне-, позднеплейстоценовая и голоценовая.

Для ранних фаз (позднеплиоценовой и раннеплейстоценовой) характерны излияния андезитов. В позднем плейстоцене извержения Казбека принимают взрывной характер — отмечаются следы мощных лахар, сформировавших редантскую толщу. В голоцене же происходили излияния андезито-дацитов, дацитов (трахидацитов). В целом, вулканиты Казбекского района относятся к известково-щелочной серии с колебаниями от андезитов до дацитов. Позднечетвертичные вулканиты отличаются очень слабо повышенной щелочностью. Вулканиты Кабарджинской группы и эксплозивных центров долины Терека имеют несколько более кислый состав. Наиболее кислым составом отличаются дацитовые экструзии Кабарджина и его сателлитов и трахидацитовые лавы вершинного купола Казбека. Предполагается, что Верхнетерская впадина сформировалась в результате опорожнения и обрушения вулканической камеры Казбека и Кабарджина.

**Кельский вулканический район** расположен в истоках рек Арагви, Ксани и Большой Лиахвы. Извержения здесь происходили в основном в позднем плейстоцене и голоцене. В его пределах насчитывается 25 центров, в основном сосредоточенных между районом Крестового перевала на востоке и истоками Большой Лиахвы на западе. Выделяется четыре участка (группы): центральный (группа вулканов Непискало), северо-восточный (вулканы района Крестового перевала), южный (группа вулканов Нарван-хох) и западный (Эрмани-Ахубатская группа вулканов). Кельский район отличается наибольшим в Казбекской области разнообразием и изменчивостью (как во времени, так и в пространстве) продуктов извержений — от андезито-базальтов до липарито-дацитов.

В Непискальской группе насчитывается восемь центров. Начало активности относится к раннему плейстоцену. Выделяется несколько раннеплейстоценовых потоков — нижний сложен андезитами, средний — андезито-дацитами, верхний — дацитами. Второй цикл активности относится ко второй половине позднего плейстоцена — голоцену. В это время появляются вулканиты липарито-дацитового состава. В южной части района в это время изливаются андезитодациты и андезиты. Излияния последних, возможно, являются началом нового цикла.

Вулканы Крестового перевала представлены пятью центрами, активными в плестоценголоцене. Состав продуктов извержений варьирует от андезито-дацитов (ранние) до дацитов (более поздние). В некоторых вулканах появляются андезито-базальты.

Группа Нарван-хох расположена в южной части Кельского нагорья. Самые древние лавовые потоки (первая половина позднего плейстоцена) представлены здесь гиперстеновыми андезитами. Следующая генерация — роговообманковые андезиты и андезито-дациты, андезиты. Более южные центры (Цители-хати) изливали дациты позднеплейстоценового возраста.

В Эрман-Ахубатской группе первые извержения начались в среднем плейстоцене, но наибольшей активности они достигли в позднем плейстоцене — голоцене. Лавы по составу варьируют от андезито-базальтов до дацитов. Самые древние потоки представлены андезитобазальтами. Их перекрывают потоки андезитов. В районе также встречаются андезито-дациты, гиперстеновые дациты и дациты.

Выделяется два цикла извержений — первый  $(Q_3^1)$  начинается с излияний андезитобазальтов и завершается излияниями, эксплозиями и экструзиями дацитов; второй  $(Q_3^2-Q_4)$ начинается с излияний андезитов и заканчивается извержениями и экструзиями дацитов и трахидацитов.

Таким образом, для Кельского района характерна гомодромная направленность эволюции вулканитов (от андезито-базальтов или андезитов до дацитов или липарито-дацитов).

Джавский вулканический район — самый южный в Казбекской области. Он расположен в районе с. Джава и насчитывает восемь центров трещинного типа излияния. Объемы излияний невелики. Лавовые потоки представлены серыми и черными андезитами предположительно средне-позднеплейстоценового возраста.

В целом, развитие Казбекской области по времени совпадает с Эльбрусской. Однако самая ранняя (миоплиоценовая?) фаза, к которой может относится внедрение части гипабиссальных интрузий гранодиоритового состава в осевой зоне Большого Кавказа, достоверно не доказана. Для многих «неоинтрузий» здесь установлена принадлежность к позднеплиоценовой фазе. К ней же относятся мощные многократные
эксплозивно-эффузивные извержения андезитодацитовой магмы с общим объемом более 1000 км<sup>3</sup> (акчагыл–апшерон). Антропогенная фаза уступает по мощности предыдущей на порядок. В ней выделяется до пяти подфаз:  $Q_1$ ,  $Q_2$ ,  $Q_3^1$ ,  $Q_3^2$  и  $Q_4$  ( $Q_1$  и  $Q_3^2$  в Эльбрусской области неизвестны). Наибольшая активность в  $Q_3^1$ .

В отличие от Эльбрусской области здесь отсутствуют игнимбриты, меньше роль эксплозивных извержений. Продукты извержений здесь отличаются в общем менее кислым составом и гомодромной направленностью изменения состава вулканитов внутри фаз извержения.

#### Грозненский район

Находится во внутренней части Терского прогиба, на восточном окончании Сунженского антиклинального поднятия. Приурочен к восточному продолжению Тырныаузской шовной зоны — в районе ее пересечения с Казбек-Цхинвальским разломом. Продукты извержения представлены андезитами и андезитодацитами предположительно позднеплейстоценового возраста. Извержение было слабым, но носило эксплозивный характер. По составу вулканиты аналогичны вулканитам Казбекского района.

# 2.5. Вещественные особенности новейших вулканитов

Молодые вулканиты Большого Кавказа представлены кислыми сериями, для которых обычно характерны относительно невысокие температуры плавления (600–700 °C).

Однако исследование расплавленных включений и минералов-вкрапленников показывает более сложный характер их формирования [Толстых и др., 2001; Газеев и др., 2001]. В лавах присутствует две генерации плагиоклазов (андезин и олигоклаз), что указывает на смешение более основного и более кислого расплавов (соответственно). Температуры гомогенезации газово-жидких включений достигают 1000–1170 °C.

Таким образом, имеются петрологические признаки смешения кислых магм с высокотемпературным более основным расплавом. Участие разных расплавов подтверждается и изотопной гетерогенностью различных минеральных фаз, характерной для вулканитов Казбекской и Эльбрусской вулканических областей [Чернышев и др., 2000].

На диаграмме <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и  $\epsilon_{Nd}$  фигуративные точки молодых вулканитов Большого Кавказа формируют хорошо выраженный тренд (рис. 2.2). Он совпадает с линией смешения корового и мантийного материалов (MORB — <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = = 0,704±0,002 [Фор, 1989] и  $\epsilon_{Nd}$  от 0 до +11,4 [DePaolo, Wasserburg, 1979; Азбель, Толстихин, 1988]). Такое положение фигуративных точек доказывает участие в формировании лав плиоцен-четвертичных вулканов верхнемантиных расплавов, контаминированных коровым веществом [Бубнов, 2003].



**Рис. 2.2.** Диаграмма  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr- $\in_{Nd}$  для пород новейших вулканических комплексов Большого Кавказа (по [Бубнов, 2003])

1— линия мантийной корреляции; 2–5— вулканические комплексы: 2— Эльбрусский, 3— Казбекский, 4— Кельский, 5— Кабарджинский

На рисунке также видно, что вулканиты Казбекской и Эльбрусской вулканических областей заметно различаются по величинам  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr и  $C_{Nd}$ , а фигуративные точки последней отклоняются от линии мантийной корреляции. Очевидно, это связано с более сильной контаминацией вулканитов Эльбрусской области коровым материалом, обогащенным радиогенным стронцием.

# 2.6. Модели формирования горных систем в обстановке континентальной коллизии

Механизмы формирования горной системы в коллизионной обстановке до сих пор остаются дискуссионными.

Часть исследователей [Лобковский, 1988; Короновский, Дёмина, 1999] считают, что коллизионный орогенез обусловлен различной вязкостью слоев континентальной коры, в результате чего при коллизии происходит резкая блокировка верхнего (хрупкого) слоя коры. При этом пластические свойства нижней части коры позволяют верхней двигаться относительно независимо.

Мантийная часть литосферы продолжает движение и субдукцию, что вызывает утолщение коры и связанное с ним воздымание горного сооружения. При этом нижняя часть коры испытывает напряжение–сжатие. В верхнем же слое, напротив, возникает область растяжения, связанная с гравитационным «растеканием» центральной части коллизионного поднятия.

Другая модель [Ершов и др., 2001; Ершов, Никишин, 2004] связывает воздымание горной системы Большого Кавказа с отрывом «литосферного корня» — нижней части утолщенной и гранулитизированной в процессе коллизии континентальной коры.

По периферии горного сооружения — там, где отрыв «корней» еще не произошел, в результате гравитационного прогибания под весом утолщенной и гранулитизированной коры формируется сеть обрамляющих бассейнов осадконакопления.

В качестве аргумента в пользу этой гипотезы авторы приводят данные сейсмотомографии [Spekman, 1988; Ершов и др., 2001], фиксирующей под Главным хребтом Большого Кавказа на глубине ~400 км массу «холодного» вещества, интерпретируемую как оторвавшийся литосферный «корень».

# 2.7. Происхождение вулканизма на коллизионном этапе

До сих пор не существует единой точки зрения о механизмах формирования вулканитов на коллизионном этапе развития региона.

#### 2.7. Происхождение вулканизма на коллизионном этапе

Обзор разнообразных моделей, связывающих геодинамические процессы и магматизм на коллизионном этапе развития Кавказа, приводится в работе [Короновский, Дёмина, 2004]. Одни исследователи отрицают связь вулканизма с движением плит [Попов и др., 1987]; другие, подчеркивая известково-щелочной характер вулканизма, связывают его с заключительными стадиями развития зоны субдукции [Адамия и др., 1981; Зоненшайн и др., 1987]; третьи — с проявлением шолевой тектоники [Абрамович, Клушин, 1978] или сочетанием коллизионной обстановки с горячим пятном [Бубнов, 2003] или же с латеральным растеканием в северном направлении по границе «кора-мантия» плюмового вещества из района Восточно-Африканских рифтов [Ершов и др., 2001; Ершов, Никишин, 2004].

В последнее время становится популярной модель возникновения магматизма вследствие отрыва субдукционного слеба на раннеколлизионной (инверсионной) стадии [Dewey, 1988; Владимиров и др., 2003]. Место оторвавшейся субдукционной пластины замещается горячим веществом верхней мантии, что приводит к появлению астеносферного выступа под будущим орогеном, непосредственно коллизионным под границей Мохо. Это приводит к возникновению аномально высоких температурных градиентов в нижней коре, что вызывает ее интенсивное плавление. Такая схема согласуется с данными сейсмотомографии для многих районов Средиземноморья, центральной части Альпийского пояса и Тибета [Davies, Von Blanckenburg, 1995].

По-видимому, по аналогичному механизму может происходить активизация вулканизма в результате отрыва и погружения в верхнюю мантию «литосферного корня» Большого Кавказа [Ершов и др., 2001; Ершов, Никишин, 2004].

Авторы другой гипотезы [Короновский, Дёмина, 1996, 1999, 2004, 2007; Дёмина Короновский, 1998] считают, что на коллизионном этапе разогрев нижних частей коры и, как следствие, — магматизм, происходят под воздействием процессов окисления глубинных восстановленных флюидов. В этой модели учитываются также явления декомпрессии и дегидратации минералов. Источником флюида в данной модели могут быть остатки слеба, погружающиеся в верхнюю мантию, или флюиды, мигрирующие с больших глубин (с границы «ядро-мантия») так называемые «трансмагматические флюиды». Каналами их поступления служат неоднородности верхней мантии, созданные предшествовавшей субдукцией.

Примечательно, что многие авторы для обоснования своих разнородных моделей используют одни и те же фактические материалы: данные сейсмотомографии [Бубнов, 2003; Ершов и др., 2001; Короновский, Дёмина, 2004], результаты исследования химического (РЗЭ) и изотопного составов вулканитов [Попов и др., 1987; Бубнов, 2003; Короновский, Дёмина, 2004]. Из этого вытекает, что используемые для обоснования моделей изотопно-химические и геофизические данные не дают однозначного представления о причинах и механизмах активизации вулканических процессов на коллизионном этапе формирования Кавказа. Решить эту проблему можно, привлекая данные об изотопном составе гелия в газоводных флюидах и/или вулканитах Большого Кавказа.

Рассмотрение наиболее вероятного сценария развития вулканизма на Большом Кавказе будет представлено в главе 4 при обсуждении региональных изотопно-гелиевых особенностей газоводных флюидов региона.

## Глава 3 Природно-климатические и гидрогеологические условия региона

### 3.1. Природно-климатическая характеристика

Кавказский регион отличается чрезвычайным разнообразием природных условий. Здесь встречаются почти все известные виды ландшафтов: начиная от полупустынь и засушливых (полынных и злаковых) степей предгорий до широколиственных, а иногда и субтропических лесов морских побережий, сменяющихся по мере увеличения абсолютных отметок смешанными и хвойными лесами, а затем альпийскими лугами, высокогорной тундрой и ледниками. На высотах более 3000 м встречаются участки вечной мерзлоты, в пределах которой формируются многочисленные ледники, спускающиеся в горные долины.

На Большом Кавказе высота снеговой линии, поднимаясь с запада на восток, колеблется в пределах 2770-3900 м над уровнем моря. Ее средняя отметка различна для северных и южных склонов. На Западном Кавказе это соответственно 3010 и 3090 м, на Центральном 3360 и 3560 м, на Восточном — 3700 и 3800 м. Общая площадь современного оледенения Большого Кавказа — 1780 км<sup>2</sup>. Число ледников — 2047, их языки спускаются до абсолютных отметок: 2300-2700 м (Западный Кавказ), 1950-2400 м (Центральный Кавказ), 2400–3200 м (Восточный Кавказ). Большая часть оледенения приходится на северный склон Главного Кавказского хребта. Распределение площади оледенения между северным и южным склонами таково: Западный Кавказ — 282 и 163 км<sup>2</sup>, Центральный Кавказ —

835 и 385 км<sup>2</sup>, Восточный Кавказ — 114 и 1 км<sup>2</sup>, соответственно [Кавказ, 1966].

Около 40 ледников региона имеют площадь, превышающую 5 км<sup>2</sup>, а пять из них (Дыхсу, Безенги, Караугом, Лекзыр и Цаннер) имеют площадь приблизительно по 40 км<sup>2</sup> каждый. Более 140 км<sup>2</sup> составляет ледяная шапка Эльбруса [Кавказ, 1966].

Разнообразие природных ландшафтов определяется сочетанием количества атмосферных осадков и величиной среднегодовых температур. Кроме того, высокая расчлененность рельефа способствует возникновению микроклиматических зон. Годовое количество атмосферных осадков возрастает с увеличением высотных отметок от 445 мм/год на равнине и до 596 и 673 мм/год в предгорных и высокогорных районах (соответственно) [Климатический атлас..., 1960]. Наименышее количество осадков в предгорных районах (50–60 мм) выпадает зимой. В остальные сезоны осадков выпадает в 2–3 раза больше, а их количество между сезонами распределено примерно равномерно.

Большой Кавказ является барьером на пути движения масс влажного теплого воздуха с запада. Больше осадков приходится на южные склоны, максимальное количество — в западной части, где в высокогорье выпадает более 2500 мм/год (более всего в нашей стране). К востоку количество осадков снижается до 600 мм в год.

Северный склон Большого Кавказа в целом суше южного. В горах Большого Кавказа на сравнительно небольшой площади присутствует широкий набор климатических зон с выраженной поясностью по высоте: влажные субтропики

Черноморского побережья; континентальный сухой (на востоке до полупустынного) климат с жарким летом и короткой, но холодной зимой на равнинах Предкавказья; умеренно континентальный климат предгорий со значительными осадками (особенно в западной части) и многоснежной зимой (в районе Красной Поляны, на водоразделе рек Бзыбь и Чхалта снежный покров достигает 5 м и даже 8 м). В зоне альпийских лугов климат холодный и влажный, зима длится до семи месяцев, средние температуры августа — самого теплого месяца — колеблются от 0° до +10 °С. Выше располагается так называемый нивальный пояс, где средняя температура даже самого теплого месяца не превышает 0°. Осадки здесь выпадают преимущественно в виде снега.

Средние температуры января у подножия гор -5 °С на севере и от +3° до +6 °С на юге: на высоте 2000 м -7÷-8 °С, на высоте 3000 м -12 °С, на высоте 4000 м -17 °С. Средние температуры июля у подножия на западе +24 °С и на востоке до +29 °С, на высоте 2000 м — +14 °С, на высоте 3000 м — +8 °С, на высоте 4000 м — +2 °С [Кавказ, 1966].

#### 3.2. Гидрогеологическое строение

Начало исследования и использования минеральных вод Кавказа неразрывно связано с историей его российской колонизации. Первые военные поселения вблизи Кисловодска и Пятигорска возникли еще в 80–90-х годах XVIII в. Именно с этого времени начинается стихийное использование углекислых минеральных источников и организация «диких» лечебниц. История же централизованного освоения курортных ресурсов берет начало с указа Александра I от 24 апреля 1803 года, согласно которому — Кавказские Минеральные Воды были признаны лечебной местностью государственного значения.

Благодаря исследованиям Г.В. Абиха, Э.Э. Карстенса, А.П. Нелюбина, А.М. Овчинникова, Н.Н. Славянова, В.В. Иванова, А.Н. Огильви, Ю.А. Будзинского, А.Н. Бунеева, М.И. Врублевского, Г.И. Буачидзе, А.П. Карасевой, И.Я. Пантелеева, С.Р. Крайнова и других ученых Кавказская провинция углекислых вод (и особенно район Кавказских Минеральных Вод) стали своего рода эталонным объектом для изучения углекислых вод. Гидрогеологические особенности пластовых и грязевулканических вод Западного, Восточного Кавказа и Закавказья начали изучаться позднее в связи с освоением нефтегазовых месторождений региона. Они рассмотрены в работах И.М. Губкина, В.В. Белоусова, В.Н. Холодова, А.А. Якубова, В.А. Сулина, И.Г. Киссина, В.В. Коллодия, М.К. Курбанова, Е.Ф. Шнюкова, А.В. Щербакова, Г.И. Буачидзе и многих других исследователей.

Строение гидрогеологических разрезов в различных частях региона чрезвычайно разнообразно и естественно определяется локальными особенностями геологического строения отдельных блоков земной коры. Поэтому мы не будем приводить подробное его описание, а лишь остановимся на наиболее ярких особенностях.

В горных районах высокая расчлененность рельефа и сильная тектоническая раздробленность горных пород обеспечивают быстрое проникновение атмосферных осадков в водоносные горизонты. Поэтому в гидрогеологическом плане горное сооружение Большого Кавказа является региональной областью питания практически всех водоносных комплексов Предкавказья и Закавказья.

В геологическом разрезе Кавказа выделяют два крупных гидрогеологических этажа [Углекислые минеральные воды..., 1963; Кавказские Минеральные Воды..., 1972; Киссин, 1964; Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Курбанов, 2001]. Нижний этаж приурочен к трещинно-жильным системам кристаллических пород фундамента, а верхний — к слабо дислоцированным терригеннокарбонатным комплексам мезозой-кайнозоя. В пределах последнего в зависимости от локальных особенностей геологического строения (положения водоупоров в разрезе) выделяется ряд гидрогеологических комплексов, часто объединяющих породы нескольких стратиграфических единиц (ярусов, отделов, свит).

Минерализация подземных вод региона меняется в широких пределах от первых сотен миллиграммов на литр до первых сотен граммов на литр. Минимальная минерализация характерна для вод горных районов (до 2–3 г/л). К предгорьям соленость возрастает и достигает максимальных значений (200–250 г/л). Воды с такой минерализацией встречаются в нижних гидрогеологических горизонтах предгорных и межгорных впадин, например, Cl-Na-Ca рассолы мезозойских отложений Терско-Кумского прогиба, обогащенные Li, Rb, Cs, Sr, I, Br [Курбанов, 2001].

Вертикальное распределение солености вод изучено только в осадочных бассейнах, обрам-

ляющих горное сооружение Большого Кавказа [Киссин 1964; Коллодий, 1971; Куришко и др., 1968; Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Курбанов, 2001]. Характерной особенностью химизма вод является наличие в разрезе гидрохимической инверсии — горизонтов вод с относительно низкой минерализацией, зажатых сверху и снизу комплексами вод с более высокой минерализацией. Обычно такие горизонты обнаруживаются в песчано-глинистых нефтеносных комплексах олигоцен-миоценового возраста (породы майкопской и ширакской свит). Природа этой аномалии остается дискуссионной. Возможно, она имеет унаследованный характер, т.е. отражает пониженную минерализацию вод Палеотетиса на этапах его опреснения [Жишченко, 1969]. По другим представлениям, она является следствием различных постседиментационных процессов — отжатия вод из пачек глинистых пород, конденсации паров воды в газовых залежах и т.д. [Коллодий, 1971; Шнюков и др., 1986].

В зоне гидрохимической инверсии часто отмечаются гидродинамические аномалии, включая аномально-высокие пластовые давления (АВПД). По мнению ряда исследователей [Киссин, 1967; Курбанов, 2001; Холодов, 1983, 1987, 2002 а,б, 2006], их формирование может быть следствием различных факторов: уплотнения мощных пачек глинистых пород под воздействием гравитационных нагрузок и постседиментационных (элизионных) процессов преобразования глинистого и органического вещества, а также может быть результатом геодинамических процессов, сопровождающихся стрессовыми нагрузками.

Ниже зоны гидрохимической инверсии в водоносных комплексах мезозойского возраста вертикальное распределение минерализации и давления приобретает нормальный характер, т.е. эти параметры в вышележащих комплексах оказывается всегда меньше, чем в залегающих ниже [Киссин, 1967; Курбанов, 2001].

Изменчивость общей минерализации вод естественно сказывается и на их химическом составе — если для маломинерализованных вод характерно преобладание ионов Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, то с ростом минерализации в солевом составе начинают доминировать Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>. В мезозойских комплексах Предкавказья развиты рассолы Cl-Na-Ca-типа [Курбанов, 2001].

В зоне гидрохимической инверсии часто встречаются воды специфического — так называемого содового типа. Они имеют минерализацию 10–16 г/л и в их составе значительную роль играют ионы Na<sup>+</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> — концентрация HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> в них доходит до 3–5 г/л. Содовые воды, так же, как и Cl-Na-Ca рассолы, часто бывают обогащены I, Br, B, Li, Rb, Cs. Их генезис до сих пор остается дискуссионным, но применительно к геологическим условиям Кавказского региона их появление в осадочных бассейнах может быть генетически связано с формированием месторождений углеводородов [Коллодий, 1971]. Помимо предгорий, содовые воды иногда встречаются и в горных районах в области развития углекислых вод (например, Боржоми). Здесь их появление связывается с углекислотным выщелачиванием ионов натрия из обменного комплекса глин [Пантелеев, 1962].

Наиболее яркой гидрогеохимической особенностью региона является широкое распространение естественных выходов всех известных химических типов минеральных вод.

# 3.3. Газовая зональность минеральных вод

В Кавказском регионе встречаются почти все известные типы минеральных вод, различающиеся по газовому составу [Иванов, Невраев, 1964]: метановые, азотные, сероводородные и углекислые. Здесь отсутствуют только водородные термы, которые встречаются исключительно в районах фумарольной активности, расположенных вблизи действующих вулканов, например, в Исландии [Кононов, 1983].

Отмечается хорошо выраженная газовая зональность минеральных вод [Овчинников, 1948], которая, в общем, контролируется структурноморфологическими особенностями строения горного сооружения (рис. 3.1).

В осевой части Большого Кавказа встречаются воды, в газах которых доминирует *угле-кислота*. Область развития углекислых вод протягивается узкой полосой вдоль оси Большого Кавказа. Только в районе КМВ она распространяется на южную окраину Скифской плиты. В плане бальнеологии эти воды представляют особую ценность и на их базе функционируют многочисленные курорты.

С удалением от осевой зоны Главного хребта углекислые воды сменяются *азотно-метановыми термами* — Тбилиси-Лиси, Нижний Кармадон, Ахты (Дагестан), Герпегеш (Кабардино-Балкария), Горячий Ключ и др. (см. рис. 3.1). Классические азотные термы, аналогичные забайкальским ( $N_2 > 80-99\%$  об.) [Барабанов, Дислер, 1968], на Кавказе встречаются очень редко. В термах Кавказа почти всегда присутствует метан, объемная доля которого в спонтанном газе часто достигает 50–60% и более (азотные термы Кавказа правильнее отнести к водам метановоазотного типа). Бо́льшая часть таких вод вскрывается скважинами. Естественные источники этого типа известны в Дагестане (районы селений Ахты, Кизил-Дере, Бешта и источник Истису) и в Грузии (Тбилисские термы). Как правило, температура таких вод не превышает 60 °C [Курбанов, 2001].

В предгорных районах Западного и, особенно, Восточного Кавказа встречаются выходы сероводородных вод (месторождения вод: Талги, Тамиск, Мацеста), область развития которых накладывается на районы распространения азотнометановых, а иногда и углекислых вод (углекислосероводородные воды Пятигорья).

В предгорных районах располагается область развития пластовых метановых вод (см. рис. 3.1). В основном они характерны для хорошо стратифицированных водоносных комплексов предгорных и межгорных впадин, где они ассоциируются с месторождениями нефти и газа. Большая их часть выводится на поверхность скважинами. Естественные водопроявления такого типа известны только в областях развития грязевого вулканизма и в некоторых предгорных районах, например, в Дагестане, где водоносные комплексы метансодержащих вод (иногда термальных) вскрываются тектоническими нарушениями (источники в канале Аджи). Воды этого типа часто содержат повышенные концентрации сероводорода, йода и брома и активно используются в бальнеологии (месторождения минеральных вод: Талги, Нижний Кармадон, Тамиск, Мацеста, Пластунка, Лазоревское, Лабинск, Майкоп и др.).





1 — метановые воды предгорных и межгорных прогибов; 2 — метаново-углекислые воды районов грязевого вулканизма; 3 — углекислые воды горных районов; 4 — азотные и азотно-метановые термальные источники

### Глава 4 Инертные газы в подземных флюидах и тектономагматическая активность

# 4.1. Взаимосвязь флюидного и тектонического режимов

Под термином «флюидный режим» мы понимаем комплекс физико-химических характеристик газоводного флюида (химический и изотопный составы воды и газов, температура формирования вод и т.д.), которые могут меняться в зависимости от условий циркуляции флюида в земной коре.

Условия циркуляции вод прямо или косвенно зависят от активности различных геологических процессов: проявления новейшего вулканизма, скорости вертикальных движений, геотермического режима, развития покровных структур и т.д.

Считается [Вернадский, 1960; Барабанов, Дислер, 1968; Дислер, 1971; Иванов, 1977; Ломоносов и др., 1977; Кононов, 1983], что углекислые воды тесно связаны с глубинными магматическими процессами, появляясь с началом их активизации и исчезая при их затухании.

Азотные термы формируются в областях интенсивных орогенных движений. При этом формируются глубокие трещинные системы, по которым метеорные вод проникают на большие глубины и нагреваются. Конвективный вынос тепла с этими водами не связан с вулканической активностью.

Метановые воды характерны для мощных толщ осадков, заполняющих платформенные или предгорные бассейны осадконакопления. В большинстве случаев тектонический фон их циркуляции характеризуется наименьшей активностью и они довольно редко выводятся на поверхность.

Однако в подвижных поясах происходит тектоническое вскрытие подземных резервуаров метановых вод, что приводит к формированию минеральных источников, газирующих метаном, а при наличии в разрезе мощных слоев глинистых осадков — и к образованию грязевых вулканов. Последние приурочены исключительно к подвижным поясам Земли и, по мнению некоторых авторов, их формирование связано с высокой активностью геодинамических процессов [Kopf, 2002].

В Кавказском регионе характер распределения минеральных вод соответствует этим представлениям.

Углекислые воды локализуются вблизи центров плиоцен-четвертичного вулканизма. В центральном секторе Большого Кавказа эти источники распространены крайне неравномерно (рис. 4.1).

Бо́льшая их часть сосредоточена в Эльбрусском и Казбекском вулканических районах (в радиусе 20–40 км от вулканических центров). За их пределами углекислые водопроявления распространены спорадически. Однако даже в этом случае в непосредственной близости от них почти всегда обнаруживаются молодые интрузивные и дайковые образования (неоинтрузии Большого Кавказа). В связи с этим считается, что углекислые водопроявления генетически связаны с областью развития неоген-четвертичного вулканизма на Кавказе [Масуренков, 1961].





Однако магматические расплавы могут быть далеко не главным источником вещественного состава вод. Очевидно, не менее важную роль играют процессы взаимодействия в системе «вода-порода». Специфика этих процессов во многом зависит от вещественного состава водоносных комплексов, но также определяется *PT*-условиями и скоростью водообмена. Поэтому влияние тектономагматической активности<sup>1</sup>, помимо прямого вещественного вклада, может носить и косвенный характер — определять температурные условия формирования вод.

В связи с этим, вопрос о влиянии тектономагматической активности на процессы формирования вещественного состава минеральных вод не потерял своей актуальности и сейчас. Под этим углом зрения и проводилось исследование минеральных вод Большого Кавказа и его обрамления. Изучение особенностей их формирования вблизи молодых вулканов также несет определенную информацию об активности верхней мантии и может быть неотъемлемой частью геохимического мониторинга вулканической опасности, дополняющего необходимые для этой цели геологические, геофизические и дистанционные исследования.

# 4.2. Признаки современной мантийной активности по данным изотопии гелия

Исследования газов минеральных вод Кавказского региона показали присутствие в них той или иной примеси мантийного гелия [Матвеева и др., 1978; Газалиев, Прасолов, 1988; Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000]. В газах Большого Кавказа и Предкавказья наряду с низкими (коровыми) значениями R — не более ~10·10<sup>-8</sup> (фоновое для эпигерцинской Скифской плиты [Поляк и др., 1998]) — отмечены и чрезвычайно высокие величины — до (600–870) $\cdot$ 10<sup>-8</sup>. Последние приближаются к значению *R* в верхней мантии. Таким образом, магматизм Большого Кавказа имеет мантийную природу.



Рис. 4.2. Изотопный состав стронция в молодых вулканитах и гелия в газах минеральных вод Большого Кавказа (по данным [Polyak et al., 2000; Иванов и др., 1993; Бубнов и др., 1995; Бубнов, 2003; Чернышев и др., 2000]) Пунктир — линия, соединяющая фигуративные точки мантийного и корового конечных членов

Изотопно-гелиевые данные дают независимую информацию о глубинных процессах магмаобразования и позволяют ограничить число моделей формирования молодых вулканитов, предложенных для Большого Кавказа (см. раздел 2.6). Например, в свете этих данных, кажется маловероятной модель образования магматических расплавов в результате внутрикорового плавления за счет явлений декомпрессии и дегидратации минералов при участии так называемых «трансмагматических флюидов», мигрирующих с границы «ядро-мантия» [Короновский, Дёмина, 1996, 2007]. Близкие к верхнемантийным значения *R*, отмечаемые в Эльбрусской и Казбекской вулканических областях, указывают на высокое содержание в вулканитах верхнемантийного расплава (MORB) (а не только корового материала).

Данные сопоставления изотопного состава стронция и гелия (рис. 4.2) однозначно указыва-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Под тектономагматической активностью мы понимаем не только проявления молодого вулканизма (вулканы, дайки и интрузивные тела различного типа), но и тектонические процессы, вызывающие образование новых или активизацию старых тектонических нарушений, включая разломы, сдвиги, сбросы, надвиги и т.д.

ют на контаминацию мантийного расплава коровым веществом — фигуративные точки Эльбрусского и Казбекского вулканических районов располагаются на линии смешения корового и мантийного вещества. Такое положение фигуративных точек на графике исключает гипотетическое участие «трансмагматических» восстановленных флюидов в образовании внутрикоровых очагов плавления. В случае их участия фигуративные точки вулканитов Большого Кавказа разместились бы выше линии смешения корового и мантийного вещества, так как величины R в нижней и верхней мантии существенно выше и заметно различаются:  $(3-4) \cdot 10^{-5}$  и  $1,2 \cdot 10^{-5}$ , соответственно.

Величины <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не в газах региона нигде не превышают верхнемантийные (1,2·10<sup>-5</sup>). По этой причине кажутся несостоятельными модели, подразумевающие участие вещества нижней мантии, поступающего в верхние части коры из глубины (теория «горячего пятна») [Бубнов, 2003] или в результате латерального растекания плюмового (нижнемантийного) вещества из района Восточно-Африканских рифтов [Ершов и др., 2001; Ершов, Никишин, 2004].

#### Региональные вариации <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He

Распределение R на Большом Кавказе подробно рассмотрено в статьях: [Поляк и др., 1998; Роlyak et al., 2000]. Согласно этим данным, средние значения R разных структурных элементов Кавказского региона резко различаются (табл. 4.1).

Из таблицы видно, что наибольшее среднее *R* отмечается в газах мегаантиклинория Большого Кавказа. Область высоких значений в целом приурочена к осевой части горной системы (рис. 4.3). Только в районе КМВ она проникает на южную окраину Скифской плиты, распространяясь в район КМВ и далее на север — на Ставропольское сводовое поднятие [Поляк и др., 1998]. Этот участок совпадает с положением так называемого Транскавказского вулканического поднятия, секущего горное сооружение Большого Кавказа в субмеридиональном направлении примерно по линии: «вулкан Эльбрус — лакколиты КМВ — Ставропольский свод». В геоморфологическом плане оно является водоразделом между Черноморским и Каспийским водосборными бассейнами.

Максимальные значения R (до (300–870)·10<sup>-5</sup>) наблюдаются в центральном секторе Большого Кавказа и группируются в непосредственной близости от вулканов Эльбрус, Казбек и вулканических центров Кельского плато (рис. 4.4). С удалением от них значения R быстро снижаются. На западном и восточном флангах Кавказа значения R относительно невысоки и не превышают (30–50)·10<sup>-8</sup>.

Таким образом, высокие значения *R* маркируют область новейшего вулканизма на Большом Кавказе. Его максимальные значения приурочены к районам, в которых вулканическая активность продолжалась вплоть до позднего антропогена (Эльбрусская и Казбекская области). За границами этих областей контаминация коровым гелием возрастает, но присутствие

**Таблица 4.1.** Средние значения *R* в основных структурных элементах Большого Кавказа по [Polyak et al., 2000]

Структурный элемент	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He)·10 <sup>-8</sup> , среднее	<i>n</i> (количество замеров)	$({}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He})_{\text{max}} \cdot 10^{-8}$
Скифская плита	7,51±1,08	24	15
Предкавказские передовые прогибы	5,35±0,73	47	9,5
Ставропольский свод	28,4	4	45
Район КМВ	76,4±8,8	34	163
Большой Кавказ	163	55	870

**Puc. 4.3.** Значения  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  в спонтанных газах минеральных вод Кавказского региона (по [Polyak et al., 2000])

Тектонические единицы: БК — антиклинорий Большого Кавказа, ЮВС — его юго-восточный сектор, МЗ — зона Моноклиналей, СС — Ставропольский свод, ИКПП — Индоло-Кубанский передовой прогиб, ТКПП — Терско-Каспийский передовой прогиб, КМВ — Кавказские Минеральные Воды.

Звездочками обозначены вулканы Эльбрус (Э) и Казбек (К).

Цифры на рисунке соответствуют номерам источников, поясненным в табл. 1 и 2 цитируемой работы



4.2. Признаки современной мантийной активности по данным изотопии гелия

47

мантийной составляющей все же прослеживается довольно далеко вдоль оси Большого Кавказа к западу от Эльбруса (до оз. Рица) и к востоку от Казбека (до верховьев р. Андийское Койсу). Очевидно, повышенные значения *R* в этих районах маркируют небольшие интрузивные тела, по-видимому, также относящиеся к миоценовой или плиоцен-четвертичной фазам вулканизма (неоинтрузии Большого Кавказа).

#### Соотношение величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и химического состава спонтанных газов

Однозначно выраженного взаимоотношения химического состава газов и величин  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  на Кавказе, как и в других регионах, не наблюдается [Polyak et al., 2000]. Однако при этом



**Рис. 4.4.** Распределение величин *R* вдоль оси Главного хребта (по данным [Polyak et al., 2000] и материалам, приведенным в этой работе)

Пунктирными линиями показаны тенденции снижения величины *R* в западном и восточном секторах Большого Кавказа

Поэтому можно предполагать, что магматическая активность на Большом Кавказе сосредоточена не только в центральном его секторе, как утверждалось ранее [Короновский, Дёмина, 2007], а охватывает Главный хребет почти на всем его протяжении.

Это, в общем, соответствует представлениям о коллизионной природе Большого Кавказа, возникшего в результате «жесткого» контакта литосферных плит.

В такой обстановке почти по всему фронту горного сооружения должны формироваться зоны дробления, которые могли служить магмаподводящими каналами.

Однако наиболее сильное дробление (и, соответственно, магматизм) происходит в центральном секторе горного сооружения, в то время как на западной и восточной периферии Большого Кавказа тектонические напряжения частично буферируются океанической корой, фрагменты которой сохранились в Куринской и Рионской впадинах [Philip et al., 1989]. замечено, что в углекислых газах практически всегда присутствует та или иная примесь мантийного гелия. Канонические коровые значения R (<  $10\cdot10^{-8}$ ) в углекислых газах региона не известны.

Азотным и метановым водам, напротив, присущи более низкие — чаще всего коровые значения *R*. Однако в некоторых случаях в них все же отмечается значительная примесь мантийного гелия. Например, в азотно-метановых газах из скважин, расположенных в окрестностях Махачкалы, значение *R* достигает величины  $48 \cdot 10^{-8}$ , а в метановых газах из грязевых вулканов Восточной Грузии *R* возрастает до 220 · 10<sup>-8</sup> [Лаврушин и др., 1998; Polyak et al., 2000]. Аналогичная ситуация отмечается и на северном окончании Транскавказского вулканического поднятия, простирающегося в район Ставропольского свода, где значения *R* достигают  $45 \cdot 10^{-8}$ .

Таким образом, область высоких значений *R* в Кавказском регионе полностью включает в себя область развития углекислых вод (см. рис. 3.1 и 4.3). На многих участках границы этих областей совпадают. С изменением состава газа с  $CO_2$  на  $N_2$ -CH<sub>4</sub> величина *R* резко снижается, приближаясь к фоновым значениям для Скифской плиты. Однако в тех случаях, когда осадочный чехол сформировался на участке молодой коры или в него произошло внедрение силикатного расплава, повышенные значения *R* могут отмечаться и в газах азотно-метанового состава.

В целом, такое соотношение химического состава газов и изотопного состава гелия подтверждает сформировавшиеся ранее представления о направленности эволюции газов минеральных вод в зависимости от изменения активности тектономагматических процессов [Дислер, 1971]. Согласно этим представлениям, углекислые воды генетически связаны с магматогенными, а азотные и метановые — с внутрикоровыми процессами. Поэтому для оконтуривания зон новейшей тектономагматической активизации при отсутствии данных об изотопном составе гелия можно привлекать результаты исследования химического состава газов.

Надо заметить, что, несмотря на обилие определений величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в газах Кавказского региона (до начала наших работ их насчитывалось более 200 [Polyak et al., 2000]), ряд проблем, касающихся региональных закономерностей распределения величин R не был решен. Характер распределения R был относительно хорошо изучен в Эльбрусском вулканическом районе [Поляк и др., 1998] и в восточной части горного сооружения — на территории Дагестана и Чечни [Газалиев, Прасолов, 1988; Polyak et al., 2000]. Однако западная граница этой области до сих пор не определена — повышенное значение  $R = 31.10^{-8}$  известно в районе оз. Рица (курорт Авадхара). Однако отсутствуют сведения об изотопном составе гелия в углекислых источниках, расположенных севернее Авадхары — в верховьях рек Мзымта, Большая Лаба и в азотнометановых минеральных водах Черноморского побережья Кавказа (месторождения минеральных вод Мацеста, Лазоревское, Кудепста и др.).

Также не было известно распределение значений R в северной части Казбекского сектора Большого Кавказа. В связи с этим было не определено и положение северной границы Казбекской вулканической области. Было не ясно, распространяется ли она в глубь Скифской плиты, как это отмечается в Эльбрусской области, или ее граница маркируется только на-

земными проявлениями молодого вулканизма, приуроченными к Боковому хребту (неоинтрузии Кубус и Тепли, вулкан Казбек).

Определение этой границы имеет большое значение для понимания структурного плана Большого Кавказа. В этом районе маркируется региональная разломная зона (Аграхан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона), имеющая транскавказское простирание [Короновский, 1994]. Оперяющим ее разломам отводится роль магмаподводящих каналов [Короновский, Дёмина, 2007]. Исследование изотопов гелия могло бы подтвердить или опровергнуть эту точку зрения.

Также до наших исследований отсутствовала ясность в характере границы между Казбекской и Эльбрусской вулканическими областями (представляют ли они единое поле значений *R* или разделяются полосой низких значений, т.е. являются двумя самостоятельными вулканическими областями). Эти проблемы нам удалось частично решить, проведя дополнительное опробование минеральных источников на территории Северной Осетии [Лаврушин и др., 2007].

#### О северной границе Казбекской вулканической области по данным <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He

Выполненные ранее исследования изотопного состава гелия в Казбекской вулканической области характеризовали только ее южный сектор, располагающийся на территории Грузии. Здесь в Кельском, Кабарджинском и Джавском вулканических районах в газах минеральных вод зафиксированы значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в диапазоне ~(200–700)·10<sup>-8</sup> [Polyak et al., 2000]. Такой уровень величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, соответствующий присутствию в гелии пробы до 60% мантийного компонента, столь же высок, как и в ближайших окрестностях Эльбруса.

Часть области, лежащая севернее Главного хребта, образует Казбекский район, протягивающийся от верховьев р. Черек до р. Терек. Самый известный эруптивный аппарат в этом районе — вулкан Казбек, действовавший в антропогене, а в западной части района проявления вулканизма («неоинтрузии» Тепли, Кубус и др.) датируются поздним плиоценом [Милановский, Короновский, 1973].

В этом районе до наших исследований величина  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  (6,7·10<sup>-8</sup>) была определена толь-

Глава 4. Инертные газы в подземных флюидах и тектономагматическая активность



Рис. 4.5. Значения *R* в Казбекской вулканической области по данным табл. 5.3 и [Polyak et al., 2000] Цифры — номера источников: 1 — Кубус, 2 — Дзинага, 3 — Тамиск, 4 — Садон, 5 — Зарамаг, 6 — Фиагдон, 7 — Нижний Кармадон, 8 — Верхний Кармадон, 9 — Хуце, 10, 11 — Джава, 12 — Трусо, 13 — Багиата, 14 — Паншети, 15 — Надибаани, 16 — Макарта, 17 — Пасанаури, 18 — Кахмати, 19 — Датвиси, 20 — Инхоквари, 21 — За-Эшеда. Пунктир — северная граница Казбекской вулканической области, определенная по изотопно-гелиевым данным

ко в газах, отобранных на Садонском рудном поле [Матвеева и др., 1978]. Это указывает на отсутствие мантийных дериватов в газах. Но одного этого определения мало для проведения «изотопно-гелиевой границы» области активно-го магматизма.

Поэтому в 1999–2003 гг. нами были опробованы флюидопроявления в северном секторе области (в Казбекском районе), а также в бассейне р. Большая Лиахва в южном секторе. Полученные данные отражены на рис. 4.5, в табл. 1.1 (Казбекская вулканическая область) и в табл. 5.3.

Опробование источников Джава и Хуце в бассейне р. Большая Лиахва подтвердило прежние результаты. Но и в северном секторе области, в источниках, расположенных в верховьях рек Урух, Ардон, Фиагдон и Геналдон (Кармадонское ущелье), значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He оказались довольно высокими — до (190–256)·10<sup>-8</sup>. Они однозначно указывают на присутствие в газах существенной примеси мантийного гелия и, таким образом, маркируют Казбекский вулканический район. Севернее же, в пунктах Дзинага, Садон, Тамиск, Нижний Кармадон, значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He резко снижаются (примерно на порядок величины), приближаясь к типичным для корового гелия.

С уменьшением примеси мантийного гелия в газовой фазе флюидов меняется и химический состав этой фазы — в ней снижается содержание углекислоты при росте концентраций азота и метана.

Исключение составляет проба, взятая из скважины на турбазе Дзинага. Она отличается близким к коровому значением  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = 17 \cdot 10^{-8}$ , хотя в составе выделяющегося газа доминирует  $CO_2$ . К сожалению, в этой пробе не удалось определить значение  $\delta^{13}C(CO_2)$ , но изотопный состав гелия в ней, по-видимому, указывает на коровую природу углекислоты (скорее всего, метаморфогенную). Менее вероятной кажется сильная контаминация мантийного углекислого флюида коровым гелием, хотя в связанных с новейшей тектономагматической активностью зонах термических аномалий и тектонического дробления должны возникать особенно благоприятные условия для извлечения радиогенного гелия из матрикса пород.

В долине р. Геналдон, берущей начало в северных предгорьях Казбека, находятся две группы термоминеральных источников — углекислые Верхнекармадонские и азотно-метановые Нижнекармадонские. Первые удалены от вершины Казбека примерно на 6 км, вторые — на ~14 км. Между этими группами источников значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He снижаются почти на порядок величины — от 190·10<sup>-8</sup> до 27·10<sup>-8</sup> (см. рис. 4.5). Таким образом, на очень коротком (8 км) участке долины р. Геналдон кардинально меняется как общий состав газов минеральных вод, так и изотопный состав содержащегося в них гелия. Это указывает на резкую границу, разделяющую блоки земной коры с принципиально различным геохимическим обликом подземных флюидов.

На этом же отрезке долины меняются и геофизические характеристики геологического разреза. По данным гравиметрии [Копаев, Гурбанов, 2004], южнее Нижнекармадонских источников наблюдается отрицательная гравитационная аномалия, возрастающая на расстоянии всего 3-4 км в направлении Казбека с 0 до -25 мГал. Она предположительно приписывается существованию под Казбеком очень мелкой магматической камеры с дефицитом плотности до 0,5 г/см<sup>3</sup>. Проведенное на том же отрезке долины магнитотеллурическое зондирование [Арбузкин и др., 2004] выявило на глубинах 6-8 км объект с аномально низкими значениями электрического сопротивления (0,6-3,0 Ом·м), считающимися следствием насыщения пород высокоминерализованными растворами.

Обратные задачи геофизики, как известно, не имеют единственных решений, так что интерпретация имеющихся гравиметрических и электромагнитных данных неоднозначна. Уменьшить эту неоднозначность можно синтезом таких данных в рамках согласованных количественно непротиворечивых моделей. При этом желательно расширить спектр данных, прежде всего стандартным в вулканологии «сейсмическим просвечиванием» — изучением распространения упругих волн в пределах гипотетических магматических камер. Пока же можно констатировать, что геофизические наблюдения фиксируют сильное изменение свойств геологической среды севернее Казбека на том же участке, где отмечено резкое изменение изотопного состава гелия в подземных флюидах. Вместе с тем, уровень величин отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и резкость его изменения в долине р. Геналдон ставят под сомнение представление о существовании мелкой магматической камеры на этом ее участке.

Таким образом, убывание отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He к северу от Казбека оказывается гораздо более быстрым, чем в Приэльбрусье. Там ореол повышенных значений <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He протягивается далеко в пределы Скифской плиты, отражая, как показало гидродинамическое моделирование [Яковлев, Поляк, 1997], разгрузку мантийного гелия не только через магматический канал Эльбруса, но и через другие аппараты. К северу от Казбека наличие таких аппаратов менее вероятно — граница Казбекской вулканической области, судя по изотопно-гелиевым данным, имеет субширотное простирание и проходит вдоль Бокового хребта (см. рис. 4.5).

Такое близкое положение границы мантийной активности в Казбекском секторе к осевой части Большого Кавказа противоречит представлению о магмаподводящей роли субмеридионального Цхинвал-Казбекского разлома, к которому приурочены четвертичные вулканические центры Казбекской области [Милановский, Короновский, 1973]. В региональном плане эта структура входит в состав Аграхан-Тбилисско-Левантийской разломной зоны, которая трассируется в Кавказском секторе через всю ширину Альпийского пояса [Короновский, 1994]. Этой зоне отводится роль региональной магмоподводящей структуры, и с ней связывается область распространения плиоцен-четвертичного вулканизма в Кавказском регионе. Если бы это было так, то изотопно-гелиевый сигнал должен распространяться гораздо дальше на север, как это наблюдается в Эльбрусской области. В связи с этим, мнение Ю.Г. Леонова [2007], считающего выделение Аграхан-Тбилисско-Левантийской зоны «артефактом», кажется вполне обоснованным. Очевидно, представления о геодинамической обстановке формирования Казбекской вулканической области еще требуют уточнения и корректировки.

Полученные новые данные по изотопному составу гелия в газах Северной Осетии (источник Кубус в верховьях р. Харес,  $R = 146 \cdot 10^{-8}$ ), а также углекислых источников в верховьях рек Черек Балкарский (источник Кара-су,  $R = 133 \cdot 10^{-8}$ ) и Чегем (источник Гара-Азау-су,  $R = 67 \cdot 10^{-8}$ ), позволяют предполагать, что, несмотря на малое число углекислых источников в междуречье Черека Балкарского — Чегема, изотопно-гелиевые аномалии, связанные с Казбекской и Эльбрусской вулканическими областями, сливаются между собой по оси Главного хребта.

#### О западной границе области новейшего вулканизма на Большом Кавказе

В Западном секторе Большого Кавказа (западнее долины рек Кубань и Теберда) вулканиты плиоцен-четвертичного возраста неизвестны. Здесь расположены интрузивные образования только более древнего возраста, не имеющие эффузивных аналогов. Наиболее крупным из них является Кардывачский интрузивный комплекс с К-Ar возрастом слагающих его тел от 178±12 до 31±6 млн лет [Гурбанов, 1972; Афанасьев, Гурбанов, 1974; Борсук, 1979]. Он занимает площадь 90-100 км<sup>2</sup> и располагается в водораздельной зоне Главного хребта в верховьях рек: Мзымта, Авадхара, Лачипсе, Малая Лаба, Безымянка и Цахвоа. Комплекс в основном приурочен к тектоническим нарушениям общекавказского простирания, формирующих зону «надвига» Главного хребта. Он вытянут в северо-западном направлении (5,5×18 км) и представляет собой не единое тело, а серию сближенных разновозрастных маломощных интрузивных образований. Самые молодые из них, датируемые олигоценом, сложены безоливиновыми эссекситами, которые в отличие от вулканитов предыдуобразуют маломощные ших фаз лайки (0,3-2,5 м) северо-западного и северо-восточного простирания.

Вокруг Кардывачского интрузивного комплекса на северном и южном склонах Большого Кавказа имеется несколько групп углекислых источников [Углекислые минеральные воды..., 1963; Врублевский, 1962, 1969]. Из них на изотопы гелия (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He = R) ранее был опробован только один источник — скважина в районе оз. Рица — курорт Авадхара ( $R = 31 \cdot 10^{-8}$ ) [Буачидзе, Мхеидзе, 1989; Polyak et al., 2000]. Также имелись сведения об изотопном составе гелия в предгорных районах — в газах азотно-метанового состава: скважины станицы Преградная R == (47–67)·10<sup>-8</sup>, пос. Уруп — (14–59)·10<sup>-8</sup>, сел. Псекенча — 47·10<sup>-8</sup> и в г. Гагры — 6,7·10<sup>-8</sup> [Матвеева и др., 1978; Polyak et al., 2000].

Эти материалы не давали возможность получить целостное представление о границе и конфигурации изотопно-гелиевой аномалии в западном секторе горного сооружения. Кроме того, сделанные ранее определения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He не были скорректированы на контаминацию газов атмосферным воздухом. Поэтому они позволяли предполагать, что в западном секторе Кавказа, так же, как и в восточном, с удалением от Эльбрусской и Казбекской вулканических областей изотопно-гелиевый сигнал заметно снижается, приближаясь к каноническому коровому значению [Polyak et al., 2000].

Нами были получены новые данные об изотопном составе гелия в газах углекислых и азотно-метановых минеральных вод этого района [Лаврушин и др., 2010] (рис. 4.6). Несмотря на отсутствие сведений о проявлениях новейшего (плиоцен-четвертичного) вулканизма, они указывают на заметную примесь мантийного гелия в газах Западного Кавказа ( $R = (31-115)\cdot 10^{-8}$ , среднее значение  $R \approx 75\cdot 10^{-8}$ ).

Таким образом, по величине *R* газы этого района оказались аналогами углекислых газов KMB  $R_{cp} = (76,4\pm8,8)\cdot10^{-8}$  [Polyak et al., 2000], где последние проявления магматизма имеют Rb-Sr возраст около 8 млн лет [Поль и др., 1993].

В итоге, результаты изотопно-гелиевого опробования минеральных источников в западном секторе Кавказа показали, что изотопно-гелиевая аномалия, центральная часть которой ассоциируется с Эльбрусской и Казбекской вулканическими областями, простирается вдоль осевой части Главного хребта до побережья Черного моря (район г. Сочи — пос. Лазоревское).

Проведенное повторное опробование скважины вблизи станицы Преградная ( $R = 88 \cdot 10^{-8}$ ) подтвердило наличие здесь изотопно-гелиевой аномалии.



**Рис. 4.6.** Соотношение величин  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar и  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He в спонтанных газах минеральных вод Кавказского региона (по данным [Лаврушин и др., 1996, 1998, 2001; Polyak et al., 2000])

Условные обозначения к рис. 4.6-4.9

Цифрами обозначены газопроявления: 1 — грязевой вулкан Гладковский (Тамань); 2 — Кизил-Дере, скважина (Дагестан); 3 — Самурская площадь, скважина (северозападное Предкавказье); 4 — Махачкала, скважина; 5 — грязевой вулкан Северо-Нефтяной (Тамань); 6 — источник Хзан-Ор (Дагестан); 7 — Зыбза, скважина (северо-западное Предкавказье); 8 — грязевой вулкан Ахтала (Восточная Грузия); 9 — Грязевой вулкан Семигорский (северо-западное Предкавказье), 10 — Кюрсангия, скв. 68 (Азербайджан); 11 источник Даласвили (Грузия, южный склон Большого Кавказа); 12 — источник Рычал-су (Дагестан); 13 — источник Исти-су (Дагестан)

Важно отметить, что этот аномальный район (станицы Преградная, Псекенча, пос. Уруп) находится на удалении от осевой части Большого Кавказа. Возможно, изотопно-гелиевая аномалия здесь маркирует западное окончание Пшекиш-Тырнуаузской шовной зоны, имеющей субкавказское простирание. Хотя также нельзя исключить и связи этого района с аномалией Кардывачского интрузивного комплекса. Его самые молодые дайковые комплексы имеют северо-западное и северо-восточное простирания.

Поэтому аномалия R в районе станицы Преградная может также отражать существование в западном секторе Большого Кавказа магмоподводящей зоны транскавказского простирания.

Однако полученные материалы не позволяют однозначно решить вопрос о наличии на Западном Кавказе вулканитов более молодого — плиоцен-четвертичного возраста. Значения <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не здесь выше, чем в радиогенном гелии, образующемся в древней континентальной коре («каноническом радиогенном коровом гелии», по И.Н. Толстихину), но ниже, чем в мантии на нынешней стадии эволюции Земли. Поэтому эти промежуточные значения *R* могут объясняться как смешением двух типов гелия в разных пропорциях, так и «стиранием» мантийной изотопно-гелиевой метки вследствие разбавления мантийного гелия внутри коры радиогенным <sup>4</sup>Не на фоне постоянной диссипации гелия в космос. Поэтому, чем больше возраст тектономагматической активности в данном блоке континентальной коры, тем ниже среднее (фоновое) значение R в данном геоблоке [Поляк, 1988].

Таким образом, изотопно-гелиевая аномалия в газах Западного Кавказа, вероятнее всего, отражает стирание мантийной метки в газах, ассоциирующихся с габброидами олигоценового возраста. Однако эти данные также не исключают возможности обнаружения в дальнейшем вулканитов и более молодого, например, плиоцен-четвертичного, возраста. Так же, как и лаколиты КМВ, они, судя по величине *R*, могут быть довольно сильно контаминированы коровым веществом и, соответственно, относится к кислым серям магматических образований (см. рис. 4.2).

Кроме того, полученные материалы еще раз ставят вопрос о времени существования углекислых водных систем, ассоциирующихся с молодыми вулканическими образованииями. Исследователями минеральных вод Эльбрусской и Казбекской вулканических областей была установлена ассоциация углекислых вод с проявлениями плиоцен-четвертичного магматизма [Масуренков, 1961, 1962; Врублевский, 1962; Углекислые минеральные воды..., 1963]. Датировки интрузивных образований Кардывачского комплекса на Западном Кавказе [Афанасьев, Гурбанов, 1974; Борсук, 1979] не исключают существования связи углекислых вод и с более древними (олигоценовыми) вулканитами, доколизионной фазы вулканизма.

Генезис компонентов газового состава углекислых, метановых и азотных вод в свете изотопии гелия рассматривается в разделах, посвященных геохимическим особенностям этих вод.

### 4.3. Тектоническая активность и изотопы аргона в газах Большого Кавказа

### <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в природных газах

Величина <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в подземных газах характеризует их обогащение радиогенным <sup>40</sup>Ar по сравнению с атмосферным значением (295,6). Источником <sup>40</sup>Ar в породах является радиоактивный изотоп калия (<sup>40</sup>K), поэтому значение <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в них со временем должно увеличиваться. Установлено, что газы верхней мантии, сохранившиеся в газово-жидких включениях базальтов, сильно обогащены <sup>40</sup>Ar. «Мантийная» величина <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar по различным оценкам варьирует от 4000 до 26000 [Озима, Подосек, 1987; Прасолов, 1990].

Накопление радиогенного аргона происходит и в континентальной коре. В газах осадочных бассейнов значения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar изменяются от субатмосферных до существенно более высоких величин (400–1000), достигая иногда 16200 [Прасолов и др., 1986]. Выделение <sup>40</sup>Ar из пород может происходить при их разогреве и/или дроблении в зонах высокой геодинамической активности. В связи с этим, изучение условий формирования высоких значений <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в природных газах может дать дополнительную информацию о природе некоторых геологических процессов, формирующих облик крупных блоков земной коры.

### <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в газах Большого Кавказа

В газопроявлениях Кавказского региона величина  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar изменяется от субатмосферных (295,6±3<sup>2</sup>) и более низких значений (272 — в

Дагестане и 285 — в Приэльбрусье) до 660 (грязевой вулкан Гладковский на Северо-Западном Кавказе) [Мирзалиев и др., 1993; Лаврушин и др., 1996; Polyak et al., 2000]. От этих источников сильно отличаются газопроявления района Дагестанского клина (Восточный Кавказ), где нередко отмечаются более высокие значения — от 500 до 6000 и даже до 12500 (в газах Берикейских источников, Южный Дагестан) [Войтов и др., 1984]. Впрочем, повторное опробование этих источников не подтвердило столь высокие значения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar [Polyak at al., 2000].

Современное развитие коллизионной структуры Кавказа сопровождается проявлением мантийной активности. Установить мантийную или коровую природу избытка радиогенного аргона можно лишь с использованием данных по изотопии гелия (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) [Каменский и др., 1976; и др.].

В целом, сопоставление величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar не выявляет какой-либо статистически значимой взаимосвязи прямого характера (см. рис. 4.6), что указывало бы на мантийный источник радиогенного аргона. Напротив, создается даже впечатление, что для районов новейшей вулканической активности (Приэльбрусье, Казбек), отличающихся высокими значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (до  $880 \cdot 10^{-8}$ ), характерны близкие к субатмосферным и менышие величины <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar (до 285).

На первый взгляд, с учетом представлений о высоких значениях <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в мантийных газах [Прасолов, 1990] эти результаты нам кажутся неожиданными. Однако такая особенность спонтанных газов подземных вод областей современного вулканизма ранее уже отмечалась [Чердынцев, Шитов, 1967; Прасолов и др., 1986]. Кажется, что это может быть обусловлено контаминацией термальных флюидов атмогенным аргоном, в котором происходит и заметное фракционирование изотопов (при их вскипании или субповерхностной дегазации). В результате спонтанные газы обогащаются легкими изотопами —  ${}^{36}$ Ar и  ${}^{38}$ Ar, а величина  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar понижается. Экспериментальные данные подтверждают такую возможность [Прасолов, 1990].

#### Соотношение химического состава газов и величин <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar

Намечается взаимосвязь величин  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar с общим составом газов — более высокие значения  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar (> 300) ассоциируют с газами, в

 $<sup>^{2}</sup>$  ±3 соответствует приборной 1%-ной погрешности измерения величины  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar для проб, проанализированных в изотопной лаборатории Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) и опубликованных в работах [Лаврушин и др., 1996, 1998, 2001; Polyak at al., 2000].



**Рис. 4.7.** Соотношение величины <sup>40</sup>Ar/ $^{36}$ Ar и концентрации CH<sub>4</sub> в спонтанных газах Кавказского региона (по данным [Лаврушин и др., 1996, 1998, 2001; Polyak et al., 2000])

Условные обозначения см. на рис. 4.6.

На рисунке не показаны фигуративные точки метановых газопроявлений Дагестана с <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar от 700 до 12500 [Войтов и др., 1984]



**Рис. 4.8.** Соотношение величины  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar и концентрации N<sub>2</sub> в спонтанных газах Кавказского региона (по данным [Лаврушин и др., 1996, 1998, 2001; Polyak et al., 2000])

Условные обозначения см. на рис. 4.6

составе которых доминирует метан (рис. 4.7). В них также часто присутствует и азот — от 1–5 до 62% об. (рис. 4.8). Для углекислых вод, в общем, характерны субатмосферные (295,6±3) и



**Рис. 4.9.** Соотношение величины  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar и концентрации CO<sub>2</sub> в спонтанных газах Кавказского региона (по данным [Лаврушин и др., 1996, 1998, 2001; Polyak et al., 2000])

Условные обозначения см. на рис. 4.6

даже более низкие значения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  — до 285 (рис. 4.9). На графике также выделяются точки со значениями  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} > 330$  на фоне заметной примеси CO<sub>2</sub> (до 25% об.). Почти все они соответствуют коровым метаново-углекислым газам из грязевых вулканов, а также из скважин, пробуренных в предгорных и межгорных прогибах (Индоло-Кубанский и Терско-Кумский) и впадинах (Куринская и Алазанская).

#### Распределение величин <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в газах Кавказского региона

В соответствии с региональной газовой зональностью (см. рис. 3.1) величины аргонового отношения распределяются закономерным образом (рис. 4.10). Для области развития углекислых вод центральной части Большого Кавказа и Предкавказья (районов проявления новейшего вулканизма) характерны невысокие величины  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar от 285 до 310. Более высокими значениями (до 660–12500) отличаются многие метановые газопроявления, располагающиеся по периферии горного сооружения: на северо-западном, северо-восточном, восточном склонах Большого Кавказа, а также по обрамлению Куринской впадины. Все они располагаются в области развития азотных и



Глава 4. Инертные газы в подземных флюидах и тектономагматическая активность

56

метановых вод. Здесь отмечается пестрота значений  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar — высокие значения часто соседствуют с субатмосферными. Это отличает метановые водопроявления предгорий от углекислых источников Главного хребта. В последних величины  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar, варьируя в очень узком интервале (от 285 до 310), остаются практически постоянными во времени.

Напротив, в источниках предгорий значения  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar ведут себя иначе. Это, в частности, было показано повторным опробованием Берикейских источников в Южном Дагестане, в которых первоначально были получены значения 12500 и 6300 [Войтов и др., 1984], а через несколько лет — 312 и 303 [Лаврушин и др., 1996; Polyak et al., 2000]. Если исключить возможность лабораторной ошибки ранних определений, то представленные данные указывают на сильную вариабельность величин  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar во времени.

Почасовые режимные определения изотопно-геохимических характеристик газоводных флюидов, проводимые на источниках Уйташ и на площади Гелли-Параул (Дагестанский клин), также выявили, хотя и не столь резкие, но заметные вариации <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в диапазоне от 272 до 311 [Янковская и др., 1981; Войтов и др., 1981; Мирзалиев и др., 1993]. Этими авторами было показано, что изменения химического состава газов, величин  $\delta^{13}$ С (СО<sub>2</sub> и СН<sub>4</sub>) и <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar коррелируют с сейсмическими событиями.

При этом снижение аргонового отношения фиксировалось на форшоковой стадии сейсмического процесса.

В целом, высокие значения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar отмечаются не просто в предгорных районах, а на участках, характеризующихся специфическим тектоническим режимом — развитием тектонических покровов и сдвигово-надвиговых деформаций, а также повышенной сейсмичностью. В северо-восточной части Большого Кавказа это обрамление Дагестанского Клина; в северозападной (вулкан Гладковский, Тамань) фронтальная часть Ахтырского надвига [Якубов и др., 1980].

Аналогичные тенденции характерны и для южного склона Большого Кавказа, где выделяются комплексы надвиговых структур, интерпретируемые иногда как аккреционные [Philip et al., 1989]. Такое пространственное взаимоотношение подчеркивает генетическую связь высоких значений <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar с вышеперечисленными тектоническими процессами. Дробление пород и их локальный разогрев, сопровождающие

тектонические подвижки, способствуют высвобождению радиогенного аргона (<sup>40</sup>Ar) из кристаллической решетки минералов. Помимо вышеупомянутых режимных исследований, возможность этого подтверждается как экспериментальными работами по определению <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в газах, выделяющихся из нагреваемых образцов пород [Прасолов, 1990], так и определениями возраста методом K-Ar датирования [Гаврилов и др., 2001]. Последние показывают систематическое «омоложение» К-Аг возраста юрских осадочных пород Большого Кавказа (до 20-40 млн лет) относительно датировок, сделанных по остаткам фауны. Расхождение в датировках увеличивается с приближением к Главному хребту, где отмечается появление высокотемпературных вторичных минералов на фоне сильного кливажирования пород.

Таким образом, в Кавказском регионе избыток радиогенного аргона имеет коровую природу. Он генетически связан с метановыми газами периферии горного сооружения. Пространственно районы с высокими величинами <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar совпадают с местами активных геодинамических процессов (стресс, развитие тектонических покровов, высокая сейсмическая активность и т.п.). Вероятно, в таких обстановках обогащение подземных газов <sup>40</sup>Ar происходит вследствие разогрева, механического дробления и смятия (кливажирования) пород. Поэтому соотношение  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  кажется перспективным в качестве индикатора активности геодинамических процессов. Судя по наблюдаемым значениям <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar, эти процессы наиболее активны в восточной, северо-восточной частях Большого Кавказа (Дагестанский клин), а также на южном и северо-западном его склонах.

Низкие величины <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в углекислых водах районов современного вулканизма напрямую не связаны с дегазацией магматического расплава (слишком велика доля аргона атмосферного происхождения). Однако их появление целиком определяется условиями субповерхностной циркуляции подземных вод в термическом поле вулканических структур.

\* \* \*

В целом, влияние коллизионной обстановки на флюидный режим носит разноплановый характер.

Одной составляющей этого влияния является мантийная активность, область которой маркируется углекислыми водами с примесью мантийного гелия. Другим аспектом коллизионной обстановки является высокая активность геодинамических процессов, под влиянием которых даже в амагматических областях отмечаются высокие скорости горообразования, сопровождающиеся формированием надвиговых структур. В таких обстановках в горных районах появляются азотные и азотно-метановые термальные воды с высоким содержанием <sup>40</sup>Ar. В предгорных и межгорных впадинах под влиянием этих процессов происходит тектоническое вскрытие залежей углеводородов, сопровождающееся появлением метановых источников и развитием грязевулканических систем.

Часть вторая Флюидные системы Большого Кавказа и его обрамления

## Глава 5 Углекислые воды

При исследовании углекислых вод одним из важнейших вопросов является происхождение CO<sub>2</sub>. Ее магматогенное происхождение уже не вызывает сомнения, но механизмы формирования до сих пор вызывают дискуссии. Например, неясно, является ли углекислота ювенильной (мантийной) или в ее составе имеется примесь метаморфогенной составляющей (и как оценить их соотношение). Происходит ли выделение CO<sub>2</sub> из магматических очагов в настоящее время или выделяющаяся углекислота накопилась ранее — на этапе повышенной магматической активности и сейчас только «срабатываются» накопленные в водоносных горизонтах запасы углекислых вод.

Также возникает множество вопросов по поводу формирования водной фазы. Они касаются вопросов водного питания минеральных вод (соотношения инфильтрационной и седиментационной составляющих). Также нет полной ясности в вопросах влияния магматогенных источников на изотопный и солевой составы воды.

# 5.1. Геолого-структурная приуроченность

В Альпийском горно-складчатом поясе Кавказская провинция углекислых вод является одной из крупнейших. Она охватывает горные районы Большого и Малого Кавказа. Здесь выходы углекислых вод в основном представлены естественными источниками. Только на Большом Кавказе их насчитывается порядка 600 [Углекислые минеральные воды..., 1963; Буачидзе, Мхеидзе, 1989]. Из них немногим менее 400 находится на территории России — на северном склоне Главного Кавказского хребта.

В горных районах углекислые воды иногда вскрываются скважинами при проведении геологоразведочного бурения и организации водозаборов (например, водозаборы поселков Нейтрино и Дзинага, геолого-разведочные скважины в долинах рек Кизилкол и Кинжал). Только в курортных районах проводились целенаправленная разведка и оценка запасов месторождений минеральных вод (месторождения КМВ, Тиб, Зарамаг, Чвижепсе, Авадхара и др.).

На Большом Кавказе углекислые источники встречаются на участке Главного хребта, простирающегося от среднего течения р. Мзымта (месторождение Чвижепсе, Западный Кавказ), до верховьев р. Андийское Койсу (источник Инхоквари, в Дагестане) (см. рис. 3.1). Протяженность этой зоны вдоль оси Главного хребта составляет ~500 км при средней ширине 20-30 км. Только в районе КМВ область их развития распространяется далеко на север (на 150-200 км), охватывая склоны Скалистого хребта (зону моноклиналей) и южную окраину Скифской плиты. Этот участок пространственно совпадает с так называемым Транскавказским вулканическим поднятием, к осевой части которого приурочен вулкан Эльбрус и лакколиты Кавказских Минеральных Вод.

Большая часть углекислых источников геоморфологически приурочена к северному и южному склонам Главного хребта. Здесь их выходы отмечаются на отметках 1500–3300 м над уровнем моря.

На северном склоне Большого Кавказа располагается большее число источников, чем на

южном. Это можно проиллюстрировать на примере Эльбрусского и Казбекского районов. В Приэльбрусье насчитывается до 240 углекислых водопроявлений, из них только ~40 находятся на южном склоне Главного хребта. В Казбекском районе отмечается аналогичная тенденция. Здесь из ~200 источников лишь только около 50 располагаются на южном склоне. Вероятно, такая асимметрия в характере распределения углекислых источников обусловлена надвиговой структурой южного склона — здесь комплексы осадков юрско-мелового возраста надвинуты на более молодые осадки Куринской и Рионской впадин.

Углекислые воды формируются в отложениях разного возраста и состава<sup>1</sup>. В пределах Главного хребта их формирование происходит в трещиноватых гранито-гнейсовых массивах палеозойского возраста (Лабино-Малкинская зона, Приэльбрусский район) или в рассланцованных и деформированных осадках нижней, а иногда и средней юры (Казбекский, Краснополянский, Андийский районы, южный склон Большого Кавказа). И только в КМВ они вскрываются скважинами в моноклинально залегающих осадочных комплексах юрско-мелового возраста [Кавказские минеральные воды, 1972].

Замечено, что область распространения углекислых вод пространственно совпадает с районами проявления молодого вулканизма [Масуренков, 1961, 1962]. Действительно, на карте углекислых источников Северного Кавказа видно (см. рис. 4.1), что в Эльбрусском и Казбекском вулканических районах сосредоточено около 90% от общего числа источников. При этом именно в углекислых газах Кавказского региона отмечаются максимальные величины <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (до ~900·10<sup>-8</sup>) [Матвеева и др., 1978; Polyak at al., 2000], что, в общем, подтверждает представления о генетической связи углекислых вод с проявлениями молодого вулканизма [Масуренков, 1961], имеющего мантийную природу. Можно предположить, что количество углекислых источников, локализующихся около вулканических центров, косвенно характеризует объемы внедрившихся в кору силикатных расплавов.

Как видно из приведенного выше материала, область развития углекислых вод охватывает протяженную территорию, характеризующуюся очень неоднородными физико-географическими и геологическими условиями. Поэтому мы выделили несколько районов распространения углекислых вод: Приэльбрусский (включая район КМВ), Казбекский (Северная и Южная Осетии) и Западно-Кавказский (см. рис. 4.1). В некоторых случаях использовалось и более дробное районирование. Так, например, в Приэльбрусье описание вод проводилось с учетом геологической и геоморфологической зональности. Вся территория, располагающейся к северу от Главного хребта, была разделена на зоны: Главного хребта, Передового хребта, Моноклинали и района КМВ. Эта зональность учитывает геоморфологические особенности местности, пространственную изменчивость возраста и литологического состава водовмещающих пород, меняющихся в северном направлении.

#### 5.2. Температура вод

Температура воды в источниках дает представление о физических условиях ее формирования, а если известны значения температурного градиента, то и о глубине ее циркуляции. По этому параметру подземные воды делятся на два класса: холодные и термальные. Объективным критерием такой типизации, как справедливо указал еще в 1912 г. К.Кейльгак [1935], является отношение температуры (t) вод при разгрузке на земную поверхность к температуре «нейтрального слоя» (подошве слоя годовых теплооборотов), которая примерно соответствует климатической среднегодовой для данной местности,  $t_{\rm h.c.}$ . При  $t > t_{\rm h.c}$  разгрузка подземных вод сопровождается избыточным выносом глубинного тепла, и именно такие воды следует считать термальными.

На Северном Кавказе температуры нейтрального слоя изменяются от ~10 °С в районе КМВ, расположенном на отметках 500–1000 м, до ~3 °С в ближайшем Приэльбрусье на высоте 2500–2700 м [Врублевский, 1954].

Большинство углекислых источников Большого Кавказа характеризуется невысокими тем-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> С учетом высокой вертикальной проницаемости пород в горных районах представление о возрасте и составе водовмещающих пород применительно к естественным выходам минеральных вод довольно условно. Часто оно опирается только на данные о породах, к которым приурочен выход источника. Солевой же и газовый составы вод могут формироваться гораздо глубже, в породах другого состава и возраста. В условиях крупного орогена, строение которого осложнено многочисленными надвигами, можно также ожидать наличия нарушений стратиграфической последовательности залегания слоев.

пературами — от 2,5 до 10–15 °С и относятся по «бальнеологической» классификации В.В. Иванова [1977] к группе холодных углекислых вод. Но в некоторых из них температура воды бывает и выше: до 54 °С — в Верхнекармадонских источниках, 42 °С — в знаменитом пятигорском Провале и около 20 °С — в источниках с одним и тем же названием Джилы-су (в переводе с тюркского «теплая вода»), разгружающихся в верховьях рек Малка и Битиктебе, стекающих со склонов Эльбруса [Углекислые минеральные воды..., 1963; Цогоев, 1969]. В этих последних она колеблется.

Так, при наших посещениях малкинского Джилы-су, температура воды в нем 02.08.1999 была 20,5, а 06.08.2000 — 22,3 °С, тогда как в конце 60-х годов прошлого столетия она здесь составляла 21,6 °С. В соседнем Мисост-нарзане, расположенном примерно в 150 м от Джилысу, 06.08.2000 она оставалась такой же (22,5 °C), как и при опробовании в конце 50-х годов — 22,6 °С [Углекислые минеральные воды..., 1963]. В битиктебинском Джилы-су температура в 1915 г. составляла 21 °С [Карстенс, 1926], в 1958–1962 гг. опустилась до 17,2 °С [Углекислые минеральные воды..., 1963], а при наших режимных наблюдениях в период с 13.08.1999 по 25.08.1999 колебалась от 18,6 до 19,9 °С. При посещении этого нарзана 08.07.2000 температура воды в ванне для купания составляла 18,9 °С. По словам местных жителей, температура воды в этом источнике варьирует в течение года от 18 до 21 °C, достигая максимума в осеннее время (зимой источник недоступен).

На вершине Эльбруса (в районе седловины) до сих пор отмечаются следы фумарольной активности: протаивание снега, запах сероводорода, поля гидротермально измененных пород [Масуренков и др., 1965].

Следует также иметь в виду, что ранее в ближайшем Приэльбрусье имелись и более высокотемпературные водопроявления, чем наблюдаются сегодня. Об этом свидетельствуют находки опалитов в лавах Эльбруса в верховьях рек Битиктебе, Кюкюртли и Кыртык. Обычно появление опалитов связано с развитием гидротерм с температурами не менее 80–100 °С. Очевидно, их образование было синхронно с излияниями лавовых потоков.

Таким образом, все вышеупомянутые выходы термальных вод локализуются вблизи поверхностных проявлений новейшей вулканической активности — лакколитов КМВ, Казбека и Эльбруса. Отмечаемые вариации температур при этом могут быть связаны с сезонной изменчивостью нисходящего потока холодных инфильтрационных вод, разбавляющих минеральные воды.

Число источников и соответственно детальность температурного опробования вод в окрестностях Эльбрусского и Кельско-Казбекского вулканических центров сильно различались. Поэтому рассмотрим температурные особенности формирования вод по этим районам раздельно.

#### Эльбрусская область

Для детализации характера распределения разнотемпературных источников в Приэльбрусье и выяснения его общей закономерности мы использовали результаты около 100 собственных термометрических измерений, сделанных в 1998–2001 гг., а также опубликованные данные [Углекислые минеральные воды..., 1963]. Всего нами было учтено около 200 измерений температуры минеральных источников, располагающихся на удалении от 5–6 до 80 км от Эльбруса.

Ранее в меньшей выборке уже была подмечена тенденция роста температур водопроявлений по мере приближения к Эльбрусу (см. рис. 3 в [Масуренков, 1961]). Однако более полная выборка свидетельствует о значительном разбросе температур вод в источниках, располагающихся на равном расстоянии от вулкана (см. Приложение 1) (рис. 5.1). На рис. 5.2 видно, что многие фигуративные точки источников располагаются существенно выше линии температур нейтрального слоя. Особенно далеко от нее отнесены точки некоторых источников, ближайших к Эльбрусу — источник Джилы-су на реках Малка и Битиктебе (см. Приложение 1). Это указывает на разгрузку вод из более глубоких горизонтов (или на более напряженный температурный режим их формирования) и, таким (геотермическим) образом, отличает термоминеральные источники от обычных пресных родников, чьи фигуративные точки располагаются более или менее ниже этой линии (см. также рис. 1 в [Врублевский, 1954]), — повидимому, из-за той или иной примеси талых вод. Все это свидетельствует о том, что температура вод источников формируется под воздействием нескольких разнородных факторов, среди которых могут быть выделены эндогенные и экзогенные.



Рис. 5.1. Соотношение температуры воды в источниках и расстояния от вершины Эльбруса

К экзогенным факторам относятся соотношение поверхностного и грунтового стока и высота над уровнем моря. Вклад поверхностных (инфильтрационных) вод зависит от сезона опробования, локальных гидрогеологических и физико-географических условий, и выделить его влияние в чистом виде при разновременности термометрических измерений и различиях природных условий в разных частях исследуемого района практически невозможно. Гипсометрическое же положение обсуждаемых источников подчинено естественной закономерности — уменьшению высоты местности по мере удаления от Эльбруса, что в обобщенном виде проявляется параболической линией регрессии на рис. 5.3. Влияние этой высоты на температуру вод источников вполне очевидно (см. рис. 5.2): между ними существует статистически достоверная обратная корреляция (r = |0,66| > > 0,19 = r<sub>крит, 0.05</sub> при *n* = 150). Аппроксимирующая ее прямая практически параллельна высотному тренду изменения температуры нейтрального слоя. Значительная часть фигуративных точек располагается правее этого тренда, причем особенно далеко отклоняются от него точки, отвечающие наиболее высоко расположенным источникам — выше 2000 м, т.е. непосредственно на склонах Эльбруса.



**Рис. 5.2.** Соотношение температуры воды в источниках Приэльбрусья и их абсолютных отметок Прямая линия соответствует линии тренда, примерно совпадающего с трендом изменения температуры нейтрального слоя в зависимости от абсолютной отметки местности

Из имеющихся данных следует (см. рис. 5.2), что градиент убывания поверхностной температуры вод в источниках Приэльбрусья составляет примерно 3,5–4 °С/км. Поскольку этот градиент обусловлен сильной расчлененностью рельефа, то его необходимо учитывать при отнесении того или иного источника к группе термальных или холодных вод. лении от Эльбруса получили ясное подтверждение.

В тренде «приведенной» температуры вод источников Приэльбрусья наглядно проявляется роль в их температурном режиме эндогенных факторов: глубинного магматизма и его производной — современного вулканизма, влияние которых накладываются на фоновое тепловое



**Рис. 5.3.** Гипсометрическое положение термометрически обследованных источников Приэльбрусья Параболическая линия регрессии ( $h = 6713, 6L^{-0.406}$ , |t| = 0.803, n = 249) — осредненное выражение формы земной поверхности

«Приведенные» температуры. Учитывая этот градиент, можно рассчитать так называемую «приведенную» (к единой гипсометрической отметке — уровню моря) температуру источника  $t_{\text{прив}}$  по формуле:

$$t_{\rm IDUB} = t_{\rm HIM} + ({\rm d}t/{\rm d}h)h_{\rm H}$$

где  $t_{_{\rm H3M}}$  — измеренная температура воды в источнике; dt/dh = 3.5 °C/км — высотный градиент температуры; h — абсолютная отметка, км.

Результаты расчетов указаны в Приложении 1 и графически отображены на рис. 5.4. Они показали статистически достоверную обратную корреляционную связь  $t_{прив}$  с расстоянием от вершины Эльбруса. Как и при анализе изменения альтитуд источников (см. рис. 5.3), эта связь аппроксимирует степенной функцией:  $t_{прив} = 32,113L^{-0,2288}$  ( $r = |0,58| > 0,19 = r_{крит, 0,05}$ при n = 249). Таким образом, представления об убывании температур вод источников при удаполе. Как видно на рис. 5.4, особенно высоки «приведенные» температуры в зоне радиусом около 20 км от вулкана, но и далее они заметно повышены, постепенно уменьшаясь на протяжении не менее 80 км. В первой зоне, по-видимому, доминирует тепловое воздействие промежуточной вулканической камеры Эльбруса, которая по геофизическим данным аппроксимируется диском диаметром 16 и толщиной 6 км с центром на глубине 3,5–6,0 км от уровня моря, или 9–11 км от вершины Эльбруса [Авдулов, 1962; Шемпелев и др., 2005].

Далее же, вероятно, сказывается влияние залегающего глубже более обширного теплового источника — региональной зоны магматической активности, с которой может быть связана и «астенолинза», установленная геофизическими исследованиями в радиусе 50–60 км от Эльбруса [Гаретовская и др., 1986; Милановский и др., 1989]. При этом на рис. 5.4 обращают на себя внимание также точки, отвечающие максимальным «приведенным» температурам в источниках, расположенным в ~27–28, 40–55, 60 и 80 км от Эльбруса. Они явно представляют собой локальные термоаномалии, не связанные с вулканической камерой Эльбруса. В целом же, приэльбрусский ореол повышенных температур кажется лишь наиболее ярким проявлением крупной «антикавказской» термоаномалии, которая, как уже давно установлено геотермическими исследованиями, отчетливо видна даже на Ставропольском своде (см., например [Поляк, Смирнов, 1968; и др.]). в ~18 км (в них измеренные температуры составляют всего 9,1 и 7,5 °С, соответственно), имеют существенно более высокие «реконструированные» температуры (103 и 52 °С), чем источники западного и северного Приэльбрусья, в частности, Уллукамский (32°), Джилы-су на р. Битиктебе (37°) и Джилы-су Малкинский (29 °С). Если базовая глубина циркуляции минеральных вод (глубина их формирования) одинакова, то различия их «реконструированных» Ю.П. Масуренковым температур должны быть отражением конфигурации изотермических по-



Рис. 5.4. Изменение приведенной температуры воды ( $t_{\text{прив}}$ ) в источниках с удалением от вершины Эльбруса

В прошлом предпринимались попытки реконструировать температуры минеральных вод до их разбавления атмосферными осадками [Масуренков и др., 1965]. Эти оценки базировались на гипотезе о том, что недонасыщенность нарзанов карбонатом кальция является следствием именно такого разбавления (следует заметить, что эта гипотеза не учитывает возможные различия в составе вод из-за местных неоднородностей геологического разреза, определяющих геохимические результаты взаимодействия вода-порода). Расчеты Ю.П. Масуренкова показали, что источники, располагающиеся к востоку от вулкана — Терскольский, расположенный в ~13 км от вершинной седловины Эльбруса, и Ирик-нарзан, находящийся от нее верхностей, наиболее приподнятых в районе Терскола.

Гидрохимические геотермометры. Базовую температуру циркуляции гидротерм можно оценить и геохимическими методами. Для этого используют концентрации (или отношения концентраций) растворенных компонентов, чувствительные к температурным условиям взаимодействия вода–порода [Fournier, Truesdell, 1973; Fournier, Potter, 1979; Fouillac, Michard, 1981; Kharaka, Mariner, 1989; и др.]. Особенности применения того или иного геотермометра нами обсуждались ранее (см. главу 1).

Для расчетов нами были использованы результаты химического анализа вод опробованных источников (см. Приложение 1), а также опубликованные данные по другим водопроявлениям Приэльбрусья [Углекислые минеральные воды..., 1963].

Результаты расчетов по геотермометрам различаются. Как видно из Приложения 1, средние оценки глубинных температур по кварцевому и Mg-Li-геотермометрам дают умеренные значения (от 60 до 94 °C). Остальные геотермометры дают гораздо более высокие оценки (в среднем от 138 до 197 °C). Очевидно, на показания по Si- и Mg-Li-геотермометрам может влиять разбавление минеральных вод атмосферными осадками. Что касается Na-K-геотермометра, то полученные с его помощью гораздо более высокие, чем Si- и Mg-Li-термометрами, оценки базовых температур в районе Передового хребта и его северных отрогов кажутся следствием аномально повышенной здесь минерализации подземных вод [Углекислые минеральные воды..., 1963]. Вероятно, в данном районе в водах минеральных источников присутствует значительная доля этих осолоненных седиментационных вод. В ближайшем же Приэльбрусье картина распределения глубинных температур по Na-Kтермометру в общих чертах сходна с полученными Si- и Mg-Li-, а также Na-Li-температурами (см. Приложение 1).

Латеральные вариации температуры вод источников. До известной степени этот пробел восполняет площадное картирование «приведенных» температур. На рис. 5.5 (см. цв. вкл.) видно, что максимальные значения  $t_{\text{прив}} > 22 \text{ °C}$ группируются в широтной полосе несколько севернее вершин Эльбруса. Повышенные (но не столь высокие, как «реконструированные») «приведенные» температуры прослеживаются довольно далеко к востоку от вулкана, снижаясь к долине р. Баксан, но снова возрастая в ее правобережье. Минимум «приведенных» температур в долине Баксана может быть результатом более сильного разбавления вод источников атмосферными осадками, что в этих расчетах не учтено. Если это так, то исследуемая термоаномалия распространяется еще дальше к востоку от вулкана, имея относительно Эльбруса асимметричный характер. Обращает на себя внимание и то, что «язык» повышенных «приведенных» температур (> 15 °C) протягивается также к северо-востоку от Эльбруса в направлении КМВ до р. Хасаут, где локальные максимумы 21-22 °С маркируют распространение термоаномалии в антикавказском направлении (см. также рис. 5.5). Таким образом, становится ясно, что на температуру вод источников оказывают влияние, помимо собственно промежуточной вулканической камеры Эльбруса, и другие магматические тела, проявленные, в частности, в виде лакколитов Пятигорья.

Найденные латеральные вариации «приведенных» температур повторяются в распределении базовых температур формирования минеральных вод, оцененных с помощью геотермометров (на рис. 5.6 (см. цв. вкл.) в качестве примера показано распределение Si-температур). Все использованные геотермометры указывают на повышенные базовые температуры не только вблизи Эльбруса, но и во всей юговосточной части исследованного района. Практически все они показывают также распространение этой области повышенных температур и к северо-востоку от вулкана, в направлении KMB.

Таким образом, все гидрогеотермические данные согласуются с распределением вулканических построек и интрузивных тел, основная масса которых находится восточнее Эльбруса. Анализ распределения температурных характеристик естественных водопроявлений в Приэльбрусье указывает на наличие термоаномалии в районе вулкана Эльбрус, что, очевидно, связано с расположением магматической камеры на относительно небольших глубинах от поверхности земли. Термоаномалия надежно фиксируется в источниках, расположенных в радиусе примерно 20 км от вулкана, что, в общем (учитывая площадь прогрева вмещающих пород), совпадает с оценками размеров вулканической камеры, полученными по геофизическим данным [Авдулов, 1962]. Относительно вулкана зона повышенных температур располагается асимметрично, наиболее далеко распространяясь в северо-восточном и восточном направлениях. Сопоставление оценок «базовых» и приведенных температур показывает, что вулкан располагается в узле пересечения линейных зон температурных аномалий северозападного, северо-восточного и субширотного простираний. Угол наклона между первыми двумя составляет 90°, а с осью Главного хребта (с фронтом коллизии) они образуют углы около 40-45°.

Вероятно, в поле распределения температур выявляются зоны глубинных разломов, представляющие собой трещины скола в континентальной коре, возникшие в результате тектонического сжатия, которое испытывает горное сооружение Кавказа в субмеридиональном направлении. Приуроченность термальных аномалий к этим нарушениям указывает на их высокую вертикальную проницаемость для газоводных флюидов, т.е. это зоны растяжения. На местности эти зоны проходят по долинам рек Кыртык и Битиктебе (субширотная), долине Худеса и далее по Кубани (северо-западная) и по долине р. Малка (северо-восточная).

Таким образом, тектонические движения любой направленности практически всегда должны вызывать активизацию магмаподводящих каналов Эльбрусского вулканического центра. Вероятно, это и обеспечивает долговременный характер активности Эльбруса, что коренным образом отличает его от других вулканических структур неоген-четвертичного возраста рассматриваемого района.

#### Казбекская область

Измеренные температуры вод. Температуры большинства источников Кельско-Казбекского района варьируют в диапазоне от 3 до 15 °C. Воды с более высокими температурами известны только в Кармадонском ущелье (Нижне- и Верхнекармадонские источники — t от ~30 до 52–54 °C) [Цогоев, 1969].



**Рис. 5.7.** Соотношение измеренных температур воды и абсолютных отметок выходов минеральных источников Северной и Южной Осетии

1 — верховья р. Ардон; 2 — Южная Осетия; 3 — Дигория.

Пунктирные линии — тренд изменения температуры воды в источниках, соответствующий тренду изменения температуры нейтрального слоя на различных высотных отметках Так же, как и в Приэльбрусье, температура воды многих источников зависит от их положения над уровнем моря (рис. 5.7; см. рис. 5.2). На рисунках видно, что фигуративные точки источников, формирующих тренды, образуют как и в Приэльбрусье довольно широкую полосу значений (5–8 °C по температурной шкале). Очевидно, в большинстве случаев это может быть связано с подмешиванием инфильтрационных — более теплых вод (опробование источников производилось в летнее время). Высотный градиент температуры воды, судя по этим данным, несколько выше, чем в Приэльбрусье и составляет примерно ~5,0–5,5 °C/км.

В целом, из этих построений следует, что температура большинства источников Кельско-Казбекского района соответствует температуре нейтрального слоя. Поэтому их можно отнести к классу холодных вод. Однако часть фигуративных точек располагается выше линии тренда температур нейтрального слоя (на рисунке он показан в виде полосы, ограниченной пунктирными линиями). Температура их вод на 4–7 °С выше температуры нейтрального слоя на абсолютных отметках выходов этих источников (см. Приложение 2). Это, несмотря на относительно низкие температуры воды (9,7–14,7 °С), позволяет отнести их (наряду с источниками Кармадонского ущелья) к классу термальных вод.

Воды с повышенными значениями измеренной температуры (см. рис. 5.7) отмечаются в Дигории, в верховьях р. Ардон, а также на территории Южной Осетии и в Грузии. Что касается источника Харес (Верхняя Дигория) то, скорее всего, его относительно высокая температура обусловлена экзогенными факторами. Этот источник малодебитный и выходит в конусе выноса небольшого ручья на левом берегу р. Харес. Очевидно, он подпитывается подрусловыми водами, прогревающимися в летнее время.

Температурные аномалии в источниках Згиль-1 и Чельдиевский (верховья р. Ардон), не поддаются однозначной интерпретации. Например, в источниках Згиль и Чельдиевский более высокие температуры были отмечены при опробовании осенью 2000 г. В 2003 г. температуры этих источников соответствовали температуре нейтрального слоя для этих высотных отметок.

С одной стороны, такая нестабильность может указывать на сезонные (экзогенные) факторы формирования температурных характеристик воды (как в Дигории). С другой — эти источники располагаются близко друг от друга, и повышение температуры в отдельные периоды может характеризовать так же, как в Тиб-1 и в источнике Закка, локальную температурную аномалию, связанную с тектоническим нарушением. В любом случае вопрос о существовании температурной аномалии в верховьях р. Ардон требует дополнительного изучения.

В Грузии и Южной Осетии все термальные источники ( $t > t_{\rm h.c}$ ) локализуются на западном склоне Кельского вулканического нагорья (Ерман-верхний, Бритата-средний) и на южном склоне вулкана Казбек (источники в районе селений Абано и Казбеги (по данным [Углекислые минеральные воды..., 1963]). Очевидно, вместе с Кармадонскими термами они оконтуривают область температурной аномалии, связанную с магматическими камерами этих вулканов.

Гидрохимические геотермометры. В силу изложенных выше причин (см. главу 1) для оценки базовых температур в горных районах Осетии использовался Na-Li-термометр. Эти оценки показывают, что формирование углекислых вод Кельско-Казбекского района происходит при температурах 110-280 °С (см. Приложение 2). При этом в характере распределения температур выявляется четкая тенденция — базовые температуры увеличиваются в источниках, ближе всего расположенных к молодым вулканам и интрузиям (рис. 5.8). Это хорошо видно на примере источников Верхнего и Нижнего Кармадона (см. Приложение 2). Здесь по мере приближения к Казбеку базовые температуры возрастают от ~190 до 240 °C. В Дигории максимальные температуры (до ~270 °C) также отмечаются в районе горы Кубус, где присутствует гранодиоритовая неоинтрузия, имеющая возраст 2,5 млн лет (данные А.Г. Гурбанова). То же самое показывает и распределение базовых температур в Южной Осетии, где с приближением к Кельскому вулканическому нагорью они увеличиваются до ~210-220 °С. Таким образом, самыми «горячими» из всех обследованных водопроявлений оказываются источники: Верхнекармадонский (~240), Фиагдонский (~270), Кубус (273), Едисса (217).

Источники в верховьях р. Ардон отличаются более однообразным распределением базовых температур (преобладают значения 150–160 °C). Здесь имеется только небольшая субширотная термоаномалия в районе источников Зарамаг–Адайкондон (см. Приложение 2

и рис. 5.8). Она, по-видимому, маркирует Адайконский разлом. Наличие такой аномалии может указывать на активное состояние этого разрывного нарушения, что необходимо учитывать при организации сети геофизического и газохимического мониторинга (в районе створа Зарамагской ГЭС).

Помимо Эльбрусского и Кельско-Казбекского районов на большом Кавказе есть еще два небольших участка распространения углекислых вод: Западный и Восточный, расположенные соответственно на западном и восточном окончаниях области развития углекислых вод. Результаты нашего опробования приведены в Приложении 3.

В этих районах отсутствуют наземные центры плиоцен-четвертичного вулканизма. Однако в непосредственной близости от них имеются небольшие интрузивные тела, так называемые неоинтрузии.

Западный участок объединяет источники, приуроченные к бассейну р. Мзымта. В эту же группу включены и Лаштракские источники, расположенные в верховьях р. Большая Лаба.

Измеренная температура воды источников изменяется от 8 до 16 °C.

Градиент температур нейтрального слоя, оцененный по температурам воды и абсолютным отметкам выходов источников в долине р. Мзымта, оказался выше, чем на Северном Кавказе, и составил примерно 10 °С/км. Зная также температурные градиенты для вод Кельско-Казбекского и Эльбрусского районов, можно сравнить их с измеренными температурами воды. Эти оценки показывают, что все измеренные температуры источников Восточного и Западного районов примерно соответствуют температурам нейтрального слоя. Таким образом, почти все они могут быть отнесены к группе холодных вод.

Только в одном из выходов Лаштракского источника температура воды на 7°С превышает температуру нейтрального слоя. Но это не связано с повышенным выносом тепла из недр — источник малодебитный и находится на склоне южной экспозиции. Очевидно, в чаше источника вода прогревается в дневное время солнцем. На это также указывают и измерения температуры, выполненные в соседних источниках той же группы (обр. 29–2/01 и 30/01).

Оценки базовых температур показывают, что температуры формирования вод Восточного и Западного участков по показаниям всех щелочных геотермометров заметно различаются (см.

Глава 5. Углекислые воды



**Рис. 5.8.** Распределение величин базовых температур формирования минеральных источников Северной и Южной Осетии, рассчитанных по Na-Li-геотермометру

1 — ось Главного хребта Большого Кавказа; 2 — положение молодых вулканических центров.

Цифры на рисунке соответствуют номерам источников, поясненным в первом столбце Приложения 2

Приложение 3). Базовые температуры Восточного участка на несколько десятков градусов выше, чем Западного. Это может быть следствием как разных геотермических условий, так и результатом резких различий в условиях и истории формирования подземных вод (положения базиса циркуляции в разрезе, их термической истории).

# 5.3. Геотермические условия и глубины формирования вод

Мы достоверно не знаем, на каких глубинах происходит формирование вод в горных районах и какова изменчивость градиентов температур вблизи молодых вулканических центров. Поэтому, если глубины формирования вод везде примерно одинаковы, то распределение базовых температур будет характеризовать температурные аномалии и связанные с ними вариации градиентов температур. Если же нет, то эти температуры могут отражать изменчивость глубин циркуляции вод. Для решения этого вопроса необходимо оценить изменчивость температурных градиентов в Эльбрусском и Кельско-Казбекском районах.

#### Эльбрусский район

Наблюдающаяся в районе Эльбруса отрицательная гравитационная аномалия, которая указывает на дефицит плотности пород под вулканом в 0,7 г/см<sup>3</sup>, была интерпретирована М.В. Авдуловым [1962] как следствие наличия водонасыщенной питающей магматической камеры в форме диска диаметром 16 км и мощностью 6 км, залегающей на глубине 1-3 км ниже уровня моря (см. также [Авдулов, Короновский, 1993]). По мнению Г.С. Штейнберга [1964], эта аномалия отражает существование погребенной кальдеры, заполненной рыхлой пирокластикой, которая была позднее оконтурена на основании данных геоморфологического анализа [Богатиков и др., 1998]. Наличие под вулканом зоны поглощения сейсмических волн на глубинах 0,5-2,0 км

ниже уровня моря [Хитаров и др., 1984] также указывает на наличие вулканической камеры, заполненной расплавом. По гравиметрическим и сейсмологическим данным [Гаретовская и др., 1986; Милановский и др., 1989], мощность земной коры в Приэльбрусье довольно постоянна (45–50 км), а «гранитного» слоя — изменчива, уменьшаясь от 24 км на севере до 16 км в районе самого Эльбруса. В коре северного Приэльбрусья на глубинах от 10 до 20 км плотность пород аномально понижена, а в верхней мантии обнаружена обширная, радиусом 45–60 км от вулкана, зона заметного замедления скорости сейсмических волн, считающаяся «астенолинзой».

Плотность теплового потока в районе Эльбруса, оцененная по наблюдениям за ледниковым покровом [Масуренков, 1971], составляет в среднем  $4,8\cdot10^{-5}$  кал/см<sup>2</sup>·с, т.е. 2 Вт/м<sup>2</sup>. Такая плотность потока на всей площади, покрытой льдом (120–140 км<sup>2</sup>), при чисто кондуктивной теплопередаче и характерной теплопроводности пород 2–3 Вт/(м·К) обусловила бы геотермический градиент порядка 0,7–1,0 К/м (а не 0,1 К/м, как считал Ю.П. Масуренков). Это отвечает присутствию кислого расплава внутри вулканического конуса на глубине около 1 км. Поскольку это противоречит другим геофизическим данным, то в теле вулкана следует предполагать активный вынос глубинного тепла подземными флюидами.

Таким образом, исходя из всех этих данных, можно считать, что температурный градиент над магматической камерой Эльбруса (при глубине ее залегания около 2 км, температуре на верхней границе камеры ~650 °С — средняя температура плавления кислого расплава — и средней высоте выходов источников у подножия вулкана ~2500 м) может достигать 130–150 °С/км. Базовая температура по Na-Li-термометру большинства источников, располагающихся у подножия Эльбруса (группы источников: Джилысу, Кизилкол, Уллукам и др.), характеризуются температурами от 180 до 250 °С (преобладают значения 190–200 °С).

Исходя из этих значений базовых температур, уровень циркуляции вод для Эльбрусского района можно примерно оценить как ~1,5 км.

#### Казбекский район

Судя по температурным замерам в скважинах равнинной части Северной Осетии [Цогоев, 1969], градиенты температур в предгорных районах варьируют в пределах 30–35 град/км. В горных районах о градиентах имеются лишь отрывочные сведения. Например, в скважине курорта Тамиск он оценивается как 22 град/км. Повидимому, значения 22–30 град/км (в среднем 25 град/км), можно принять для большинства горных районов Северной Осетии, расположенных к северу от Бокового хребта.

У подножия Казбека в скважинах Кармадонского месторождения термальных вод градиент температур достигает величин 70–75 град/км [Цогоев, 1969]. Однако эти данные, видимо, можно рассматривать только в качестве ориентировочных, поскольку в долине р. Геналдон отмечаются интенсивные восходящие потоки термальных вод. Поэтому большинство скважин здесь самоизливается.

Получить представление о возможных градиентах температур вблизи северного склона вулкана Казбек позволяют предварительные результаты геофизических наблюдений, проведенные в 2003 г. в Геналдонском ущелье. Данные гравиметрических наблюдений и магнитотеллурического зондирования допускают наличие субповерхностной магматической камеры. Судя по гравиметрическим наблюдениям, ее кровля может располагаться на глубинах от 1–2 км и до 2–3 км ниже уровня моря [Копаев, Гурбанов, 2004; Арбузкин и др., 2004]. Северная граница камеры простирается на 10–12 км к северу от вершины Казбека.

На верхней границе вулканической камеры температура кислого расплава может составлять ~650 °С. Исходя из этих данных, а также зная абсолютные отметки в местах геофизических измерений (1,6–2,3 км), можно примерно оценить величину градиента температур над магматической камерой вулкана Казбек как 130–160 °С.

В этом случае, если учесть значения базовых температур по Na-Li-геотермометру, то глубина формирования термальных вод Кармадона может достигать ~1,6 км. Интересно отметить, что эта оценка совпадает с данными, полученными для Эльбрусского района. Следовательно, можно допустить, что вариации базовых температур, определенные по гидрохимическим геотермометрам (в данном случае Na-Li-), отражают площадные вариации градиентов температур, а не изменчивость глубин циркуляции вод.

В этом случае оценки для источников Кармадона показывают, что с приближением к Казбеку геотермические градиенты будут заметно возрастать — и в районе Верхнекармадонских источников достигнут значений порядка 150 град/км.
Еще более высокие градиенты (до ~170 град/км) могут отмечаться в районе горы Тепли (источник Хилаг).

В долине р. Ардон значения температурных градиентов оказываются заметно ниже и варьируют от 80 до 120 град/км. Такие же градиенты характерны и для многих районов Южной Осетии и Дигории. Однако здесь, как и в Кармадонском ущелье, с приближением к молодым вулканам Кельского вулканического нагорья и к горе Кубус градиент температур возрастает на несколько десятков градиентов на километр, достигая величин 136 и 170 град/км, соответственно (см. Приложение 2).

Таким образом, температурные исследования вод показывают, что вблизи неоинтрузий Большого Кавказа и вулканических центров неогенчетвертичного возраста до сих пор отмечаются признаки термальной активности. Температурные аномалии вулканогенной природы проявляются как в поле измеренных, так и в поле базовых температур. Оценки градиентов температур вблизи вулканических центров показывают, что они в 3–6 раз выше, чем в более удаленных районах, расположенных, например, в равнинной части Предкавказья (на южной окраине Скифской плиты). Из этих же оценок вытекает, что в горных районах глубины циркуляции вод везде примерно одинаковы и составляют ~1,5 км.

# 5.4. Особенности химического состава воды

#### Макрокомпоненты минеральных вод

В пределах области развития углекислых вод их химический состав довольно изменчив и меняется в зависимости от удаленности источников от оси Главного хребта. Например, воды Главного хребта (приуроченные к выходам кристаллических пород) характеризуются относительно невысокой минерализацией — от 0,15 до 10 г/л (см. Приложение 4) (среднее ~2,5 г/л (n == 110)). Севернее — в зоне развития осадочных комплексов юрско-мелового возраста (Северное Приэльбрусье и район КМВ) максимальная и средняя минерализации возрастают до ~20 и ~5 г/л (n = 40), соответственно.

Увеличение минерализации в северном направлении сопровождается изменением химического типа воды — с гидрокарбонатного кальциевого на гидрокарбонатно-хлоридный натриевокальциевый и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Такая тенденция, очевидно, отражает увеличение роли осадочных комплексов юрскомелового возраста в формировании ионно-солевого состава вод.

В катионном составе углекислых вод доминируют ионы *натрия* и *кальция*, а среди анионов ионы *хлора* и *гидрокарбонат-ионы* (рис. 5.9).

Ионы *магния* и *сульфат-ионы* имеют подчиненное значение. Содержание сульфат-ионов в водах пренебрежимо мало и, как правило, не превышает 1–2 мг-экв. %. Концентрация магния в эквивалентном выражении редко превышает 30 мг-экв. % (средние значения по группам варьируют от 11 до 19 мг-экв. %). По концентрации этого элемента минеральные воды Северного Кавказа заметно отличаются от речных вод. Например, в Приэльбрусье в воде рек доля магния в солевом составе оказывается несколько выше (см. рис. 5.9, б и *г*), чем в минеральных источниках, расположенных в тех же долинах.

По характеру изменчивости катионного состава воды Приэльбрусья можно разделить на две группы (см. рис. 5.9,  $\delta$ ). Очевидно, это может быть связано с неоднородностью гидрогеологических условий формирования минеральных вод, из-за чего соотношение концентраций Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, а также HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> и Cl<sup>-</sup> в воде не остается постоянным, а закономерно меняется по мере удаления от оси Главного хребта.

Рассмотрим эти закономерности на примерах.

**Приэльбрусье.** Здесь в источниках, расположенных на склонах Главного хребта — в зоне выходов кристаллических пород протерозойского и палеозойского возраста, развиты воды исключительно гидрокарбонатного кальциевого и/или кальциево-натриевого типа. Именно они на диаграмме Mg–Ca–Na (см. рис. 5.9, *б*) составляют первую группу фигуративных точек.

Севернее, в пределах Передового хребта и в зоне Моноклинали (в области распространения осадочных комплексов палеозоя и мезозоя), в катионном составе увеличивается доля Na и Cl. Соответственно здесь чаще встречаются воды HCO<sub>3</sub>-Na-Ca и HCO<sub>3</sub>-Cl-Na типов. Эта тенденция прослеживается и далее на север — в район KMB, где в водоносных комплексах юрскомелового возраста преобладают воды HCO<sub>3</sub>-Cl-Na типа.

Аналогичная зональность химизма вод типична и для вод Северной Осетии [Цогоев, 1969].



73

Интересно отметить, что именно источники северной части Приэльбрусья (зоны Моноклинали) составляют вторую группу точек на диаграмме Mg–Ca–Na (см. рис. 5.9,  $\delta$ ). Синхронное обогащение вод ионами кальция и магния происходит при увеличении в солевом составе доли HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (соответственно доля хлорид-иона снижается) (рис. 5.10). Аналогичные тенденции в изменении композиции катионов характерны и для района KMB (см. рис. 5.9, d). Очевидно, эти закономерности изменения катионного состава углекислых вод в зоне Моноклинали являются следствием процессов углекислотного выщелачивания карбонатных комплексов юрско-мелового возраста.

Кельско-Казбекский вулканический район. В источниках этого района по характеру изменения концентрации магния, кальция и натрия также можно выделить две группы точек (см. рис. 5.9, а). Как и в Приэльбрусье, обогащение вод магнием и кальцием сопровождается ростом концентрации гидрокарбонат-иона. Это характерно для источников, располагающихся у северной и северо-западной границ области распространения углекислых вод (источники Дигории и некоторые источники долины р. Ардон). В источниках Южной Осетии, тяготеющих к Кельскому вулканическому нагорью, эта тенденция не проявляется — в них снижение концентрации натрия компенсируется только ростом кальция, на фоне почти постоянной концентрации магния.

Вероятно, обогащение вод магнием вблизи северной границы распространения углекислых вод на территории Приэльбрусья и Северной Осетии может быть результатом взаимодействия этих вод с карбонатными комплексами мезозойского возраста. Южнее — в районе Главного хребта (на Эльбрусском участке) отложения мезозоя отсутствуют. Поэтому углекислые воды, реагируя с терригенными и кристаллическими породами протерозоя и палеозоя, способны извлекать только кальций из силикатных минералов (полевых шпатов) и карбонатных жил. Такой механизм кажется наиболее вероятным.

Однако нельзя также исключить и другую причину, объясняющую малое участие магния в солевом составе вод Главного хребта и его возрастание к периферии горного сооружения. Такая закономерность в распределении магния в общем согласуется с показаниями гидрохимических геотермометров (см. выше раздел 5.2). Судя по этим данным, температуры формирования вод в районе Главного хребта в целом оказываются выше, чем на периферии горного сооружения. Известно, что в гидротермальном процессе ионы магния активнее, чем ионы кальция и фиксируются во вторичных минералах (прежде всего в хлорите и смектите). Поэтому в водах гидротерм концентрации магния чрезвычайно низки. С этой гипотезой согласуется и отмеченное выше различие в катионном составе речных и минеральных вод.



**Рис. 5.10.** Соотношение концентраций ионов  $Mg^{2+}$  и  $HCO_3^-$  в углекислых источниках Приэльбрусья

1–3 — источники: 1 — Главного хребта, 2 — Передового хребта, 3 — зоны Моноклинали; 4 —линия предполагаемого тренда для источников Передового хребта и зоны Моноклинали



Рис. 5.11. Распределение концентраций растворенной CO<sub>2</sub> (в мг/л) в воде минеральных источников Приэльбрусья

1 — положение Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны; 2 — углекислые источники

Большинство вод характеризуются слабо окислительными и слабовосстановительными значениями Eh (от ~ -100 до +150 мB). Взаимосвязь отрицательных значений Eh с очагами молодого вулканизма не устанавливается. Только в районе KMB вблизи лакколитов углекислые воды содержат некоторое количество H<sub>2</sub>S и, соответственно, должны характеризоваться отрицательными значениями Eh. Но по существующим представлениям сероводородное заражение вод в данном случае не является следствием магматической активности, как считалось ранее, а связано с микробиологической редукцией сульфатов [Углекислые минеральные воды..., 1963; Кавказские Минеральные Воды, 1972].

Величина pH изменяется от 5,1 до 7,0 будучи в среднем 6,1 (n = 150). Величину pH задает концентрация воднорастворенной углекислоты [CO<sub>2 вр</sub>], которая в источниках изменяется от 0,3 до 2,64 г/л и в среднем (n = 133) составляет 1,43 г/л. В скважинах встречаются и значительно более высокие концентрации растворенной CO<sub>2</sub>. Например, в скв. 1 месторождения Багиата (Южная Осетия) она достигает 5,5 г/л.

В Эльбрусском районе в латеральных вариациях [CO<sub>2 вр</sub>] видна определенная закономерность — область максимальных концентраций вытянута в субширотном направлении и располагается севернее Эльбруса (рис. 5.11). Эта область совпадает с положением Пшекиш-Тырнаузской шовной зоны и геоморфологически приурочена к северному склону Передового хребта и южной части зоны Моноклинали.

Такой характер распределения [CO<sub>2 вр</sub>], повидимому, характеризует различную степень смешения минеральных и инфильтрационных вод. Поэтому особенности распределения этого параметра по площади могут отражать степень изолированности водоносных горизонтов от потока инфильтрационных вод. В то же время, нельзя исключить, что приуроченность высоких концентраций CO<sub>2 вр</sub> к Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне может быть связана с увеличением объема разгрузки углекислоты по разломам, ориентированным в субширотном направлении.

Особенностью химизма углекислых вод Большого Кавказа является прямая корреляция между концентрациями ионов  $HCO_3^-$  и  $Cl^-$  (рис. 5.12). На первый взгляд она подтверждает представления об эндогенном происхождении хлорид-иона [Масуренков, 1961], концентрация которого, как отмечал этот автор, возрастает в местах развития крупных тектонических нарушений и проявлений молодого вулканизма. Однако, как показывает анализ наших данных, с приближением к Эльбрусу систематического увеличения концентрации хлорид-иона и  $HCO_3^$ не происходит.



**Рис. 5.12.** Соотношение концентраций СІ-ионов и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> в минеральных водах Большого Кавказа

Вероятно, корреляция концентраций  $HCO_3^$ и  $C\Gamma$ , так же, как и в случае с растворенной  $CO_2$ , может носить парагенетический характер и отражает изменение гидрогеологических условий формирования вод по мере удаления от Главного хребта. В Приэльбрусье отмечается рост минерализации (и концентрации хлора) в северном направлении, где формирование вод происходит в более изолированных с поверхности водоносных горизонтах, перекрытых моноклинально залегающими осадками юрского возраста. Эти же отложения могут являться и источником хлорид-иона и одновременно способствовать фиксации гидрокарбонат-иона в растворе. Считается [Пантелеев, 1962], что обогащение вод ионом  $HCO_3^-$  может происходить за счет углекислотного выщелачивания натрия из обменного комплекса глин. Поэтому в северной части Приэльбрусья отмечается появление вод так называемого «содового» типа (Na-HCO<sub>3</sub>-Cl).

#### Микрокомпоненты минеральных вод

Для углекислых вод Большого Кавказа характерны повышенные содержания многих микрокомпонентов. Из бальнеологически значимых в воде часто присутствуют: кремний ( $[H_4SiO_4]$  до 220 мг/л, среднее 57 мг/л, n = 165); бор ([B]до 145 мг/л, среднее 17 мг/л, n = 165); железо ([Fe] до 63 мг/л, среднее 9 мг/л, n = 165) (см. Приложение 5).

Наиболее высокие концентрации кремнекислоты обнаруживаются в источниках, ближе всего расположенных к вулканам Эльбрус, Казбек и вулканическим центрам Кельского нагорья. По мере удаления от них концентрация кремнекислоты в воде снижается в 3–5 раз.

Иногда встречаются воды с высокими концентрациями мышьяка. Его наибольшие концентрации (до 10,5 мг/л) отмечаются в источниках Западного Кавказа (скважины месторождения Чвижепсе и углекислые источники в бассейне рек Мзымта и Большая Лаба). В остальных районах Большого Кавказа содержание этого элемента существенно ниже и редко превышает 0,1–1 мг/л. Как правило, обогащение вод Аз наблюдается вблизи небольших месторождений полиметаллов.

Многие минеральные воды Большого Кавказа по бальнеологической классификации В.В. Иванова относятся к классу борных вод. Наиболее сильно этим элементом обогащены воды Главного хребта, особенно источники Северной и Южной Осетии — источники: Кубус (145 мг/л), Колтусуар (72 мг/л), Кобет (51 мг/л), Кесельта (55 мг/л), Верхний (50 мг/л) и Нижний Кармадон (25–37 мг/л) и многие другие (см. Приложение 5).

Концентрация бора в воде коррелирует с содержанием хлорид-иона (рис. 5.13) и, таким образом, зависит от общей минерализации воды. Одним из главных источников бора в солевом составе являются седиментационные (первично



**Рис. 5.13.** Соотношение концентрации хлора и бора в углекислых водах Большого Кавказа

морские) воды, в которых концентрация этого элемента зависит от степени их разбавления пресной водой. Бор также легко мобилизуется из матрикса пород в зонах термических аномалий. Поэтому рост его концентрации на фоне постоянной минерализации может указывать на более напряженные температурные условия формирования вод. Однако минерализация исследованных вод непостоянна, поэтому и абсолютные концентрации бора малоинформативны в плане оценки выноса этого элемента из других (неморских) источников.

Степень относительной обогащенности вод бором характеризует коэффициент Cl/B. В изменении этой величины на Большом Кавказе существует определенная пространственная зональность. В источниках Главного хребта значения Cl/B минимальны и изменяются от 1–5 до 10–15. Севернее, в зоне Передового хребта, они возрастают до 25–60 и продолжают увеличиваться в зоне моноклиналей (до 100–170), достигая значений 500–2000 и более в водах KMB. Аналогичная тенденция наблюдается и на южном склоне Большого Кавказа (на территории Южной Осетии).

Известно, что в морской воде значение Cl/B  $\approx$  4000 [Хорн, 1972]). Поэтому его низкие значения в источниках Главного хребта указывают на очень сильное относительное обогащение минеральных вод бором (значение Cl/B в последних примерно на 2–3 порядка отличается от значения в морской воде). Рост величин Cl/B с удалением от Главного хребта может отражать

увеличение в питании источников доли формационных вод, имеющих изначально морской генезис.

Вместе с тем, бор относится к группе летучих компонентов, легко извлекаемых из матрикса пород в зонах температурных аномалий. Поэтому такая картина распределения величин Cl/В может отражать более напряженные температурные условия формирования солевого состава минеральных вод в районе Главного хребта. Это, в общем, согласуется и с данными по гидрохимическим геотермометрам. Таким образом, значения Cl/В могут указывать на наличие геотермической аномалии, приуроченной к Главному хребту Большого Кавказа. Ее природа, очевидно, связана с проявлениями новейшего вулканизма и с интенсивным выносом тепла в зоне тектонического дробления (коллизии) и высоких скоростей горообразования, являющихся следствием континентальной коллизии.

Углекислые воды Большого Кавказа характеризуются очень большим диапазоном значений Cl/Br-коэффициента — от ~100 до ~1000, а редко и более. В большинстве случаев значения этого коэффициента резко отличаются от его величины в морской воде (Cl/Br = 292) [Хорн, 1972].

По простиранию Главного хребта наиболее низкими величинами Cl/Br характеризуются источники Западного Кавказа (Cl/Br<sub>cp</sub> = 262, n = 9). В остальных районах средние значения Cl/Br оказываются существенно выше: в Приэльбрусье — 453 (n = 74), в Осетии — 498 (n = 35).

Вкрест простирания Кавказа в распределения величин Cl/Br отмечается определенная закономерность. Например, в Эльбрусском секторе — в водопроявлениях Главного и Передового хребтов (в зоне развития пород палеозойского и протерозойского возраста) средние значения Cl/Br высоки и составляют 476 (n = 21) и 599 (n = 22), соответственно. Севернее, в зоне Моноклиналей, величина среднего снижается почти до «морского» значения — 334 (n = 31), увеличиваясь вновь в скважинах KMB — до 506 (n = 14).

В свете классических представлений о роли процессов галогенеза в формировании солевого состава вод такой характер распределения средних значений Cl/Br вкрест и по простиранию Большого Кавказа мог бы указывать как на участие в формировании углекислых инфильтрационных вод, выщелачивающих соляные отложения (NaCl), так и остаточных рассолов,



**Рис. 5.14.** Концентрации редкоземельных элементов в углекислых водах Большого Кавказа, нормированные на постархейский сланец (PAAS)

прошедших галитовую стадию соленакопления и обогащенных бромидами. В принципе вероятность последнего исключить нельзя. Однако обращает на себя внимание тот факт, что состав и возраст водовмещающих пород практически не влияют на значения этого коэффициента. Так, например, значения Cl/Br в водах Южной Осетии, формирующихся в отложениях раннесреднеюрского возраста, оказываются столь же высокими, как и в водах Главного хребта в районе Эльбруса, хотя последние формируются в кристаллических породах (гранито-гнейсах и сланцах) палеозоя.

В целом, создается впечатление, что высокие значения Cl/Br характерны для вод источников, расположенных в непосредственной близости от молодых вулканических центров Казбекской и Эльбрусской вулканических областей. С удалением от них, например, в зоне Моноклиналей в Приэльбрусье (см. также источники в районе Теберды и Домбая), значения Cl/Br снижаются, приближаясь к значениям в морской воде (292). Локализация высоких величин Cl/Br-коэффициента в углекислых водах Большого Кавказа может свидетельствовать о поступлении «избыточного» хлора с вулканогенными эманациями и, таким образом, подтверждать высказанную ранее гипотезу о его вулканогенной природе [Масуренков, 1961].

Между тем, относительное обогащение вод хлорид-ионом вообще должно быть характерно для вод зоны активного водообмена, извлекающих хлор из обменного комплекса глин или газово-жидких включений кристаллических пород. Эти процессы должны происходить наиболее интенсивно в зоне Главного хребта, где высокая тектоническая раздробленность (открытость) пород сочетается с большим диапазоном высотных отметок.

Для углекислых вод характерны также высокие концентрации щелочных и щелочноземельных металлов (K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba). Величины коэффициентов Li/Cl, Rb/Cl, Cs/Cl в углекислых водах на один-три порядка превышают соответствующие отношения в морской воде. Наибольшие их значения отмечаются в Эльбрусском сегменте Главного хребта — в источниках, разгружающихся в поле развития гранито-гнейсов и кристаллических сланцев палеозоя. К северу от Главного хребта — в зоне развития осадочных комплексов палеозоя и мезозоя — значения коэффициентов снижаются, но, все же, намного превышают значения в морской воде.

Концентрации Rb и Cs коррелируют с «базовыми» температурами, рассчитанными по Mg-Li и Na-Li гидрохимическим геотермометрам. Очевидно, обогащение вод этими элементами происходит в зонах температурных аномалий, связанных с магматическими камерами молодых вулканов. Кроме того, несомненно определяющую роль в процессе извлечения щелочных и щелочно-земельных элементов из матрикса пород играет углекислотное выщелачивание [Солодов и др., 1980].

В водах также часто отмечается присутствие некоторых токсичных элементов, например, бария (до 4,7 мг/л) и бериллия (до 30 мкг/л). В минеральных водах Большого Кавказа максимальные концентрации бериллия (от 1 до 5–30 мкг/л) встречаются в водах Главного хребта, приуроченных к кристаллическим массивам гранито-гнейсов раннего палеозоя. В водах Передового хребта и южного склона Большого Кавказа, развитых в осадочных комплексах ранне-среднеюрского возраста, концентрация этого элемента резко снижается (до 0,05–0,5 мкг/л).

Такой характер распространения бериллия вкрест простирания Большого Кавказа согласуется с данными о его геохимии в природных водах. Известно [Крайнов и др., 1966], что этот элемент приобретает наибольшую подвижность в углекислых водах.

Однако он может легко выводиться из раствора за счет сорбции на глинистом веществе. В связи с этим для углекислых вод, формирующихся в кристаллических породах (в гранитогнейсах Главного хребта), характерны наиболее высокие концентрации бериллия. Севернее формирование вод происходит в массивах осадочных пород палеозоя и мезозоя. Поэтому в воде источников Передового хребта и зоны моноклинали концентрация Ве резко снижается.

Редкоземельные элементы присутствуют в воде в очень низких концентрациях — в большинстве случаев менее 1 мкг/л, а часто ниже предела обнаружения ICP-MS. Поэтому судить об их полных спектрах мы можем лишь по отдельным анализам. Несколько наиболее характерных спектров, нормализованных на мировой сланец [Piper, 1974; Тейлор, Мак-Леннан, 1998], приведены на рис. 5.14. Большинство спектров РЗЭ довольно однотипны. Для них характерно относительное обогащение в области тяжелых РЗЭ. Наблюдаемая форма спектров объясняется большей устойчивостью карбонатных комплексов (преимущественно Ln(CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)) тяжелых РЗЭ при субнейтральных и слабокислых значениях рН, присущих всем исследованным водам. Такой механизм формирования состава РЗЭ в природных водах, насыщенных СО<sub>2</sub>, неоднократно описан в литературе [Балашов, 1976; Möller, Bau, 1993; Johannesson et al., 1994; Johannesson, Lyons, 1994].

Как правило, постепенный рост концентраций в спектрах РЗЭ начинается с Sm и Eu и продолжается до лютеция (см. рис. 5.14). Иногда встречаются воды (Ирик-нарзан, Тохана-верхний, Сба, Суна), спектры РЗЭ которых отличаются высокой концентрацией Eu. В отличие от других РЗЭ, Еи в восстановительных условиях может переходить в двухвалентную форму и приобретать бо́льшую подвижность. Поэтому можно предположить, что вода этих источников формировалась в резко восстановительных обстановках, возможно, в присутствии  $H_2S$ . Другой причиной может быть выщелачивание Еи из вулканогенных пород N-Q возраста, выходы которых имеются в непосредственной близости от этих водопроявлений.

### 5.5. Изотопный состав воды

В питании минеральных источников могут участвовать воды различного генезиса: магматогенные, формационные или седиментационные (метаморфизованные морские), поверхностные (атмосферные осадки, талые и речные воды). Определить происхождение (генезис) воды можно, проанализировав в ней изотопный состав кислорода и водорода.

Изотопный состав минеральных вод в предгорьях Северного Кавказа наиболее полно изучен в районе Кавказских Минеральных Вод [Ляшенко, Потапов, 1984; Кучер и др., 1989]. Эти исследования показали, что в предгорьях Северного Кавказа формирование минеральной воды происходит в результате смешения атмосферныхи седиментационных вод. Незначительная примесь последних отмечена и в минеральных источниках Северной Осетии и Краснополянского района [Кучер и др., 1989; Соколовский и др., 1992; Селецкий и др., 1995] (табл. 5.1, воды Казбекской вулканической области). В целом, источники горных районов (особенно в Приэльбрусье) до сих пор оставались малоизученными [Ляшенко, Потапов, 1984]. В Эльбрусском вулканическом районе сосредоточена бо́льшая часть источников Большого Кавказа. Поэтому мы рассматривали закономерности формирования изотопного состава углекислых вод на примере именно этого района (рис. 5.15) [Лаврушин, Дубинина, 2003; Лаврушин и др., 2004; Дубинина и др., 2005; Dubinina et al., 2004].

Величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в углекислых водах Северного Кавказа, включая район КМВ и Западный Кавказ [Ляшенко, Потапов, 1984; Кучер и др., 1989; Соколовский и др., 1992; Селецкий и др., 1995], варьируют в широком интервале значений — от –108 до –52‰ и от –14,4 до –2,5‰, соответственно (см. табл. 5.1).

Но	мер		Абс.			$\delta^{18}$ O	δDavan
на рис.		Местоположение пунктов	OTM.	Широта	Долгота	C C SMOW	ST SMOW
5.15 и	пробы	опробования	М	1	, ,	%	óo
5.16		Athonycevag ovarannuo	waa ofaa	emt			
1	45/00		2400	42 20225	12 26267	12.2	06.2
2	6/00.00	Уллукам, правооережный нарзан	2400	43,20223	42,30307	-15,5	-90,5
2	0/99-00	парзан ледниковый (р. уллукам)	2720	43,31814	42,39023	-14,4	-100,2
3	//00	Нарзан Эльорусский южный	2720	43,26619	42,38964	-6,0	-99,5
4	5/00	Учкулан, скв.	1369	43,46633	42,02022	-10,5	-81,0
5	12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	2007	43,42047	42,26528	-11,6	-82,6
6	1/00	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	2588	43,40622	42,34931	-11,7	-87,3
7	7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	2329	43,41661	42,31317	-11,5	-86,7
8	13a/99	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, в 50 м выше 136/99	2398	43,41606	42,32478	-11,9	-83,7
9	*	Махар-нарзан	2100	43,31550	41,97933	-13,6	-108,0
10	*	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	1964	43,41803	41,95489	-10,2	-75,0
11	26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	1584	43,28892	41,62464	-14,9	-95,4
11	*	Нарзан Домбай, скв. у моста	1584	43,28892	41,62464	-13,8	-86,0
12	*	Ист. № 60 на р. Кубань	_	_	_	-13,9	-101,0
13	19/01	Джаланкол, нарзан	1220	43,61617	42,17600	-9,4	-65,5
14	2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	982	43,68972	41,89769	-9,9	-66,8
15	3/00	Джингирик, скв. (сел. Верхняя Теберда)	1047	43,70783	41,87028	-8,1	-58,5
16	16/01	Шаушаиб, нарзан	1809	43,54725	42,35519	-9.8	-60,1
17	15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту	1326	43,69536	42,67864	-2,5	-56,2
		реки					
18	*	Источник, р. Хасаут	_	-	-	-11,1	-79,0
19	*	Источник, берег р. Эшкакон	-	-	-	-9,2	-71,0
20	*	Источник, аул Красный Восток	_	-	-	-9,5	-77,0
21	17/01	Аманкол, нарзан	1647	43,68072	42,25036	-10,9	-71,4
22	20/00	Ингушли, нижний нарзан	1997	43,52875	42,52767	-9,1	-62,6
23	21/00	Ингушли, верхний нарзан	2183	43,49592	42,47886	-9,4	-59,5
24	14/01	Тохана-верхний, нарзан	2709	43,46864	42,44283	-10,7	-65,5
25	8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	2555	43,43433	42,51319	-9,4	-78,1
26	13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	2901	43,42814	42,44958	-13,1	-87,8
27	10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	2363	43,43319	42,53511	-11,5	-87,2
28	11/00	Джилы-су, нижняя ванна (р. Малка),	2378	43,43372	42,53589	-12,4	-86,9
		Мисост-нарзан					
29	*	Источник, берег р. Малка	-	-	-	-7,6	-57,0
30	22/00	Исламчат, нарзан	2714	43,40136	42,60342	-12,9	-89,5
31	23/00	Шаукол, верхний нарзан	2727	43,42203	42,68539	-10,3	-66,8
32	*	Тызыл, нижний, нарзан	1350	43,60153	42,89023	-8,9	-59,0
33	12/01	Тырныауз, скв.	1331	43,37683	42,91172	-11,0	-73,5
34	25/00	Терскол, нарзан	2378	43,25231	42,52294	-14,2	-102,9

Таблица 5.1. Изотопный состав воды минеральных источников Северного Кавказа

Ho	мер	Macmarana	Абс.			$\delta^{18}O_{SMOW}$	δD <sub>SMOW</sub>
на рис. 5.15 и 5.16	пробы	опробования	M	Широта	Долгота	%	, bo
35	25-2/00	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), скв.	1985	43,24583	42,56125	-13,7	-101,0
36	8/01	Ирик-нарзан	1968	43,26392	42,63558	-14,3	-99,6
37	26/00	«Странный нарзан», ист. в конечной мо- рене ледника Терскол	3259	43,30383	42,50964	-13,9	-121,9
38	5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	2198	43,15383	43,00994	-12,4	-85,6
39	*	Адыл-су, нижний нарзан	1714	43,24400	42,62333	-12,0	-87,0
40	9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	1575	43,31514	42,75667	-10,1	-73,5
41	10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	1538	43,30444	42,73894	-11,6	-79,5
_	29-1/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	1860	43,47906	40,91536	-10,3	-74,7
		Казбекская вулканичес	кая облас	ть			
42	35/00	Тиб-1, скв., 150 м	1772	42,67536	43,92403	-11,4	-93,6
42	**	Тиб, скв.	_	_	-	-12,0	-93,5
43	37/00	Згиль-Чельдиевский, нарзан	2078	42,65006	43,81217	-12,8	-109,8
44	39/00	Верхний Кармадон, нарзан	2314	42,75469	44,48094	-8,3	-86,7
44	**	Верхний Кармадон, нарзан	2314	42,75469	44,48094	-9,7	-73,8
44	4/03	Верхний Кармадон, нарзан	2296	42,75656	44,48247	-10,4	-
45	**	Нижний Кармадон, скв. 28, 400 м	1560	42,81297	44,49656	-10,1	-75,4
45	**	Нижний Кармадон, скв. 27, 1400 м	~1550	-	-	-9,3	-73,2
45	**	Нижний Кармадон, скв. 30, 500 м	1508	42,81783	44,49836	-10,5	-75,5
45	2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	1543	42,81300	44,49656	-9,6	-73,7
46	**	Хилаг, Теплинский нарзан	2556	42,70436	44,16742	-10,5	-73,5
46	3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	2556	42,70436	44,16742	-11,4	-79,0
47	**	Нарзан, в 3,5 км к северу от Крестового перевала	-	-	_	-7,8	-63,0
48	6/03	Зарамаг-1, скв.	1673	42,71086	43,97425	-13,1	-87,0
49	7/03	Зруг-дон, нарзан	1800	42,66033	44,00789	-13,1	-89,0
50	8/03	Чельдиевский, нарзан	2069	42,65000	43,81231	-11,2	-88,0
51	9/03	Карта, нарзан	2206	42,64917	43,80286	-12,8	-91,0
52	10/03	Згиль, нижний нарзан	2058	42,65406	43,82092	-12,5	-88,0
53	11/03	Лисри, нарзан	1980	42,66572	43,85300	-14,8	-97,5
54	12/03	Камсхо, нарзан	2026	42,66258	43,84208	-12,7	-
55	13/03	Бубу, нарзан	2347	42,67547	43,80519	-12,2	-87,0
56	14/03	Калиат, нарзан	2329	42,68406	43,86500	-12,1	-91,4
57	16/03	Тиб-1, скв.	1781	42,67533	43,92400	-15,1	-93,0
58	17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	2094	42,64486	44,11356	-12,1	-84,0
59	18/03	Сба, нарзан	1752	42,57242	44,17303	-7,8	-80,0
60	19/03	Суна, нарзан	2045	42,60647	44,18986	-13,5	-76,0
61	20/03	Ермани, верхний нарзан	2324	42,51097	44,27014	-11,3	-82,0

#### Таблица 5.1. Продолжение

Ho	мер		Абс.			δ <sup>18</sup> O <sub>SMOW</sub>	δD <sub>SMOW</sub>
на рис.	-	Местоположение пунктов	OTM.	Широта	Долгота	5000	51410 44
5.15 и 5.16	пробы	опросования	М			%	<i>bo</i>
62	21/03	Ермани-нижний, нарзан	2162	42,50636	44,23394	-14,9	-78,0
63	22/03	Ходзи, нарзан	2226	42,53650	44,25025	-12,4	-88,0
64	23/03	Едисса, нарзан	1958	42,53881	44,21764	-13,1	-89,0
65	24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	1619	42,54481	44,16664	-12,1	-83,0
66	25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	1553	42,54650	44,15250	-11,4	-82,0
67	26/03	Бритата, нарзан	1862	42,52058	44,19461	-14,0	-85,0
68	27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	1942	42,50631	44,19025	-8,6	-75,3
69	28/03	Бритата, средний нарзан	1864	42,51783	44,19761	-11,4	-81,0
70	29/03	Багиата, скв. 1	1335	42,47261	44,07519	-12,1	-90,0
71	30/03	Джава, скв.	1104	42,40072	43,93467	-11,2	-77,0
72	31/03	Кесельта, нарзан	1101	42,48064	43,92644	-8,1	-84,0
73	32/03	Кобет, нарзан	1705	42,53419	43,77714	-6,6	-71,0
74	33/03	Кировский, скв.	1495	42,53464	43,69764	-13,4	-86,6
75	34/03	Хуце, нарзан	1135	42,40956	43,95186	-7,4	-66,0

#### Таблица 5.1. Окончание

\* По [Ляшенко, Потапов, 1984].

\*\* По [Соколовский и др., 1992].



**Рис. 5.15.** Расположение точек опробования минеральных источников Приэльбрусья на изотопный состав воды

1, 2 — данные работ: 1 — [Дубинина и др., 2005], цифры соответствуют номерам источников первого столбца табл. 5.1; 2 — [Ляшенко, Потапов, 1984]; 3 проявления новейшего вулканизма: 4 — зоны локализации групп источников: I — Главного хребта, II — Передового хребта, III — Моноклинали (Скалистого хребта и плато Бечасын)



Рис. 5.16. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода вод северного склона Большого Кавказа *1–3* — минеральные источники: *1* — Приэльбрусья, *2* — горных районов Северного Кавказа по [Ляшенко, Потапов, 1984], *3* — Северной Осетии; *4* — вода ледника Терскол; *5* — линия метеорных вод [Сгаід, 1961]; *6*, *7* — поля фигуративных точек речной воды (*6*) и скважин КМВ (*7*) [Ляшенко, Потапов, 1984]; *8* — поле минеральных источников Западного Кавказа (бассейн р. Мзымта [Селецкий и др., 1995]).

Цифры соответствуют номерам точек на рис. 5.15 и в табл. 5.1

Минеральная вода из окрестностей Эльбруса характеризуется более узким диапазоном величин:  $\delta D$  изменяется от –100 до –78‰, а  $\delta^{18}O$  — от –14,2 до –6,0‰. В отличие от углекислых вод КМВ и Западного Кавказа соотношение величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в источниках Приэльбрусья в общем описывается уравнением Крейга [Сгаід, 1961], связывающим изотопный состав водорода и кислорода вод метеорного происхождения в линейную зависимость, называемую линией метеорных вод (рис. 5.16).

Аномальным оказался изотопный состав ледниковой воды, отобранной из ручья, вытекающего из-под ледника Терскол (вода выходит в виде мощного грифона из конечной морены). Среди исследованных образцов ледниковая вода Терскола имеет самую низкую концентрацию дейтерия, а фигуративная точка этого образца (см. рис. 5.16) расположена немного в стороне от линии метеорных вод. По-видимому, такой состав воды отражает процессы плавления или испарения льда при низких температурах. Если сравнивать положение данного образца с обла-

83

стью точек речных вод Северного Кавказа, то видно, что «ледниковая» составляющая в речных водах не проявляется. Очевидно, первичная смесь ледниковой и атмосферной воды, питающая реки, довольно быстро принимает стандартные «метеорные» изотопные параметры, находясь на поверхности в равновесии с атмосферой.

# Изменение изотопного состава воды во времени

Режимных наблюдений за изменениями изотопного состава воды минеральных источников до сих пор не проводилось. Имеются только данные 13-летней давности по скважине в Домбае и для Верхнекармадонских термальных водопроявлений [Соколовский и др., 1992]. Сравнение с ними показывает, что различия по  $\delta^{18}$ О составляют 1,1 и 1,4‰, а по  $\delta$ D — 9,4 и 12,9‰, соответственно. Возможно, наблюдаемые различия могут быть связаны с процессами формирования подземных вод: сезонными вариациями изотопного состава атмосферных осадков и изменением соотношения талых и дождевых вод в питании источников.

# Латеральные вариации величин $\delta D$ и $\delta^{18}O$

В распределении изотопных характеристик воды в источниках Северного Кавказа есть определенная закономерность — минимальные величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  отмечаются в источниках, расположенных ближе всего к Главному хребту. Эта тенденция проявляется как в Приэльбрусье (см. табл. 5.1, источники 1, 2 и 34–39), так и в других водопроявлениях Северного Кавказа (см. табл. 5.1, источники 9, 11, 44). К северу от Главного хребта значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  постепенно возрастают.

Наиболее ярко эти закономерности проявляются на примере источников Приэльбрусья. Образцы минеральных вод этого района можно разделить на три группы. В первую — входят источники: 1–3, 11, 34, 36, 38, 39, во вторую — 4–8, 10, 25–31 и в третью — 13, 24, 32, 33, 40, 41 (см. табл. 5.1 и рис. 5.15). Такое разделение обусловлено геолого-геоморфологическими особенностями строения данного района.

Первая группа источников расположена на северном склоне Главного хребта Большого Кавказа и является наиболее высотной. Изотопный состав кислорода и водорода в этих водах наиболее облегчен. Область, соответствующая данной группе на линии метеорных вод, близка к составу воды ледника Терскол (см. рис. 5.16, точка 37).

Для третьей группы характерны наименьшие высотные отметки, а изотопный состав водорода и кислорода является наиболее «утяжеленным» среди исследованных источников. Источники, составляющие эту группу, локализуются в северной части рассматриваемого района — в зоне Скалистого хребта и плато Бечасын. Соответствующая ей область на линии метеорных вод совпадает с точкой атмосферных осадков в данном районе. Тут же расположены значения, полученные для речных вод Северного Кавказа (см. рис. 5.15 и 5.16).

Вторая группа приурочена к склонам Передового хребта. По географическому положению и изотопным параметрам она занимает промежуточное положение между первой и третьей группами.

Вероятно, подобное распределение фигуративных точек говорит о разном типе питания источников. Для первой группы водопроявлений основным питающим источником являются тающие ледники, для третьей — преимущественно атмосферные осадки, а вторая группа источников, вероятно, имеет питание смешанного типа.

Геологические условия формирования вод выделенных групп также различаются. Воды первой группы формируются в трещинных системах гранито-гнейсов палеозойского возраста. Вторая группа источников в основном приурочена к выходам сложнодислоцированных вулканогенноосадочных пород палеозойского возраста. Источники же третьей группы ассоциируются исключительно с моноклинально залегающими осадочными комплексами мезозоя.

#### Высотная изотопная зональность

Эльбрус располагается в самой высокогорной части Кавказа (на северном склоне Главного хребта) и является высочайшей вершиной этого горного сооружения (5642 м). В северном направлении (к Скифско-Туранской плите) высотные отметки постепенно снижаются. Поэтому отмеченная выше латеральная зональность изотопного состава минеральных вод отражает корреляцию величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  с абсолютными отметками выходов источников (рис. 5.17, *а* и *б*). На Западном Кавказе (в углекислых источниках Краснополянского района) она не обнаруживается [Селецкий и др., 1995].

Из этой корреляции можно оценить высотные изотопные эффекты в Эльбрусском районе для  $\delta D \sim 20\%$ /км и для  $\delta^{18}$ O:  $\sim 2\%$ /км. Эта оценка совпадает с диапазоном вариаций высотных градиентов атмосферных осадков: 15–40‰/км для  $\delta D$  и 1,5–5,0‰/км для  $\delta^{18}$ O, изменяющихся в зависимости от климатических условий [Yurtsever, Gat, 1981]. Наши оценки также соответствуют рассчитанному ранее для Горного Крыма высотному градиенту  $\delta D$ : от 14 до 26‰/км [Селецкий и др., 1982].

Корреляции с высотными отметками и совпадение большинства фигуративных точек с линией метеорных вод (см. рис. 5.16) показывает, что питание минеральных источников Приэльбрусья осуществляется преимущественно за счет современных атмосферных вод. При этом вода источников, по-видимому, наследует высотную зональность изотопного состава атмосферных осадков, характерную для горных районов.



**Рис. 5.17.** Соотношение изотопного состава кислорода (*a*) и водорода (*б*) воды с гипсометрическим положением обследованных источников Приэльбрусья

Условные обозначения к рис. 5.17, 5.18, 5.20, 5.21

*1–5* — минеральные источники: *1* — северного склона Главного хребта, *2* — зоны Передового хребта, *3* — Скалистого хребта и плато Бечасын, *4* — Северной Осетии, *5* — Западного Кавказа по [Селецкий и др., 1995]; *6* — скважины КМВ по [Ляшенко, Потапов, 1984]; *7* — воды рек и озер Западного и Северного Кавказа по [Ветштейн и др., 1973; Ветштейн, 1982; Селецкий и др., 1995; Соколовский и др., 1992]; *8* — область минеральных источников Северного Кавказа.

Прямые пунктирные линии ограничивают область значений поверхностных вод Кавказского региона

Однако на рис. 5.17, б также видно, что поверхностные и подземные воды, отобранные на равных высотах, иногда сильно различаются по своему изотопному составу. Вода некоторых источников оказывается заметно «тяжелее» речной воды. Кажется, что в питании таких источников участвуют атмосферные осадки, инфильтрующиеся на более низких абсолютных отметках. Наиболее сильно от речных вод отличаются источники самой северной (третьей) группы. Все они приурочены к зоне Скалистого хребта (и плато Бечасын). Для объяснения этого явления можно привлечь несколько гипотез.

1. В питании данных источников участвуют атмосферные осадки, выпавшие на более низких абсолютных отметках (на 500-1000 м ниже выходов источников). Теоретически подъем воды на более высокие гипсометрические отметки возможен, например, как следствие локального разуплотнения водной среды. Последнее может возникать в зонах тепловых аномалий, связанных с магматическими камерами вулканов, или быть инициировано разгрузкой струй сухой углекислоты, пронизывающих поток грунтовых вод (явление эрлифта). Впрочем, учитывая сильную расчлененность рельефа, высокую проницаемость пород, а также удаленность таких источников от вулкана Эльбрус, подобное объяснение кажется маловероятным.

2. Формально источники северной группы располагаются ниже остальных источников по направлению регионального потока подземных вод. Поэтому их воды могли большее время находиться в пласте (иметь больший возраст). В этом случае их специфический изотопный состав может соответствовать изотопному составу атмосферных осадков предыдущих, более теплых климатических эпох.

3. Особенностью геологического строения Скалистого хребта (и плато Бечасын) является наличие в верхнем структурном этаже моноклинально залегающих морских толщ юрскомелового возраста (известняки, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы). Поэтому относительное утяжеление изотопного состава воды здесь может быть связано с подмешиванием к изотопно-легким атмосферным осадкам небольших объемов седиментационных (остаточных) изотопно-тяжелых вод морского типа. При этом участие седиментационных вод должно отразиться не только на изотопном, но и на химическом составе воды минеральных источников.

# Соотношение изотопного и химического составов воды

Для общей выборки минеральных источников значимых корреляций изотопных характеристик вод с концентрациями макрокомпонентов (К<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) не прослеживается. Если же рассматривать источники по группам, то линейная корреляция величины  $\delta D$  и концентрации хлорид-иона (k = 0,7; для n = 11 при 95%-м доверительном интервале) обнаруживается только для водопроявлений Главного хребта (рис. 5.18). В остальных группах эта закономерность прослеживается на уровне тенденции — чем больше значение  $\delta D$ , тем чаще встречаются воды с высокими концентрациями хлорид-иона (и большей минерализацией). Такие соотношения отмечаются преимущественно в северной группе источников, расположенных в пределах Скалистого хребта, плато Бечасын и в районе КМВ (см. рис. 5.18).

Наличие подобных тенденций, а также рост соотношения Cl/B и минерализации вод в северном направлении (см. выше) и заметное утяжеление изотопного состава воды по мере снижения абсолютных отметок (см. рис. 5.17,  $a, \delta$ ) подтверждает, на наш взгляд, гипотезу об увеличении роли вод седиментационного происхождения в питании источников Северного Приэльбрусья. Отсутствие же корреляционных взаимоотношений между величинами  $\delta D, \delta^{18}O$ и концентрацией хлорид-иона (а также Cl/B), по-видимому, свидетельствует о разнообразии источников хлора и пестроте условий формирования вод.

Помимо седиментационных вод источником хлорид-иона могут являться обменные комплексы морских глин, например отложения нижнесреднеюрского возраста. В последнем случае увеличение концентрации хлорид-иона не обязательно будет сопровождаться изменением изотопного состава воды.

Кроме того, отсутствие корреляций с химическим составом воды может быть обусловлено и неоднородностью условий формирования вод: высокая расчлененность рельефа способствует вскрытию и смешению вод разных водоносных комплексов, различных по изотопному и химическому составу.

Полученные нами данные по изотопному составу воды также не подтверждают гипотезу о вулканогенном генезисе хлорид-иона в неко-

торых водопроявлениях Приэльбрусья, например, в источниках Джилы-су на реках Малка и Битиктебе [Масуренков, 1962]. Если это было бы так, то поступление ювенильного хлора сопровождалось бы заметным отклонением фигуративных точек этих источников от линии метеорных вод (поскольку с хлором к минеральным водам подмешивались бы и воды магматогенного происхождения, сильно утяжеленные по величине  $\delta^{18}$ O). Однако этого не наблюдается (см. рис. 5.16).



Из остальных изученных нами химических компонентов воды отмечается прямая связь величин  $\delta D$  с концентрациями Co, Ni и Zr. C концентрацией редкоземельных элементов (РЗЭ) изотопный состав воды не коррелирует, за исключением Eu (рис. 5.19). Имеется слабая тенденция к обратной взаимосвязи между величиной  $\delta D$  и концентрациями Nd и Ce. Вероятно, такие взаимоотношения изотопного и химического состава воды являются результатом парагенетической взаимосвязи — следствием сум-

**Рис. 5.18.** Соотношение концентрации СГ и величин δD с в углекислых водах Северного Кавказа

1 — тренд для источников Главного хребта; 2 — область водопроявлений Приэльбрусья и КМВ.

Остальные условные обозначения см. на рис. 5.17



Рис. 5.19. Соотношение концентраций Еи и величин  $\delta D$  в минеральных водах Северного Кавказа

мирования высотной изотопной зональности и пространственной изменчивости состава водовмещающих пород (кристаллические породы Главного хребта в северном направлении последовательно сменяются осадочными породами палеозоя и мезозоя).

### Влияние процессов взаимодействия в системе «вода-порода» на изотопный состав воды

Взаимодействие с вмещающими породами подземных вод может отражаться на их изотопном составе. Из-за того, что кислородный резервуар пород резко преобладает над содержанием в них водорода, величина  $\delta D$  воды ведет себя более консервативно, чем  $\delta^{18}O$ .

На диаграмме  $\delta D - \delta^{18}O$  это выражается в отклонении фигуративных точек от линии метеорных вод в сторону увеличения  $\delta^{18}O$  при неизменном изотопном составе водорода (так называемый «кислородный сдвиг»). Величину отклонения изотопного состава кислорода ( $\Delta\delta^{18}O$ ) от линии метеорных вод можно рассчитать, используя уравнение Крейга [Сгаіg, 1961]:

$$\Delta \delta^{18} \mathbf{O} = \delta^{18} \mathbf{O}_{_{\rm H3M}} - \delta^{18} \mathbf{O}_{_{\rm pacueth}},$$

где  $\delta^{18}O_{_{\rm ИЗM}}$  — измеренная в воде величина, а  $\delta^{18}O_{_{\rm расчетн}} = (\delta D - 10)/8$  (изотопный состав кислорода, рассчитанный по уравнению Крейга).

Для изученных образцов рассчитанная величина «кислородного сдвига» принимает как положительные, так и отрицательные значения. В большинстве случаев она не превышает ±1‰. Отрицательные значения «кислородного сдвига» могут быть результатом взаимодействия с водовмещающими породами при низких (ниже 50 °С) температурах. Повышение температуры приводит к изменению «кислородного сдвига» в сторону положительных значений вследствие уменьшения коэффициента изотопного фракционирования в системе «вода-порода». В большинстве случаев роль взаимодействия с вмещающими породами в формировании изотопных параметров Приэльбрусских водопроявлений (за исключением нескольких проб из районов КМВ и Северной Осетии, см. табл. 5.1, источники 43-45) можно оценивать как незначительную, поскольку величины «кислородного слвига» весьма невелики.

### Изотопный состав и температурные условия формирования вод

Отклонения от линии метеорных вод могут быть вызваны изотопно-кислородным обменом, проходящим во время преобразования силикатных и карбонатных пород при повышенных температурах (более 200–300 °C).

Поскольку углекислые воды генетически связаны с молодыми вулканическими образованиями, то такие процессы могут оказывать влияние на изотопный состав минеральной воды. Признаками гидротермальной активности обычно являются повышенные температуры воды в источниках (выше температуры нейтрального слоя) и/или высокие значения пластовых температур, оцениваемых по гидрохимическим геотермометрам.

Рассмотрим соотношение температурных и изотопных характеристик минеральных вод.

Углекислые воды Северного Кавказа в основном холодные ( $t_{\rm B}$  от 3 до 14 °C). Однако в непосредственной близости от молодых вулканических образований встречаются водопроявления и с более высокой температурой (см. выше). В Приэльбрусье повышенной температурой воды отличаются источники Джилы-су на р. Малка и р. Битиктебе (табл. 5.2, номера 6 и 27). Температура воды в них достигает 19 °C и 22 °C, соответственно, при высотных отметках ~2500 м.

К группе термальных вод здесь также можно отнести и источник Нарзан-Ледниковый (см. табл. 5.2, № 2), расположенный на западном склоне вулкана. На первый взгляд температура его воды невелика — всего 12,5 °С. Однако источник выходит на высоте ~3150 м — у нижней кромки ледника Уллу-Кам, и его температура оказывается на ~10 °С выше температуры «нейтрального слоя», которая на таких высотах не превышает 2–3 °С.

Оценки пластовых («базовых») температур (см. выше) по гидрохимическим геотермометрам (Si-, Na-K-, Na-K-Ca-, Mg-Li-, Na-Li-) показывают, что формирование солевого состава вод происходит при еще более высоких температурах: до 150–250 °С. Причем с приближением к молодым вулканам «базовые» температуры, как правило, возрастают.

Определения химического состава воды также подтверждают и предположение об активности процессов, проходящих в системе «вода– порода». Об этом свидетельствуют высокие концентрации кремния, железа, бора, щелочных и щелочно-земельных металлов (см. табл. 5.2), указывающие, в частности, на взаимодействие вод с вмещающими породами при повышенных температурах.

Однако, несмотря на многочисленные признаки гидротермальной активности, каких-либо корреляций изотопного состава воды с измеренными или «базовыми» температурами не выявляется.

По-видимому, бо́льшая часть объема минеральных вод не проникает в зону высоких температур, фиксируемую по температурно-зависимым компонентам солевого состава. Вероятно, вода источников представляет собой смесь минерализованных термальных и холодных пресных вод, смешивающихся в верхних частях разреза. При этом воды атмосферного происхождения (речные, талые, дождевые) доминируют в общем объеме минеральных вод.

Возможность субповерхностного разбавления вод косвенно подтверждают и расхождения в оценках базовых температур (t), выполненных по Si- и Li-Na-геотермометрам. В минеральных водах Большого Кавказа t(Si) часто оказывается в 2–3 раза ниже температуры, рассчитанной по концентрациям Na и Li. Одной из причин подобных различий может быть сильное разбавление минеральных вод атмосферными осадками в приповерхностных условиях. В этом случае оценки t(Si) окажутся заниженными, так как в расчетах используется абсолютная концентрация кремнезема в воде (чем она ниже — тем ниже t(Si)) [Fouillac, Michard, 1981; Kharaka, Marner, 1989].

На оценки же температур по Na-Li-reotepмометру разбавление ультрапресной атмосферной водой практически не влияет, поскольку в расчетах используется отношение концентраций Na и Li.

Другой причиной различий в показаниях химических геотермометров могут быть высокие скорости циркуляции вод и малое время нахождения в коллекторах трещинно-жильного типа.

Поэтому можно ожидать, что полное геохимическое равновесие в системе «вода-порода» не достигается, устанавливаясь лишь по отдельным минеральным системам, например, карбонатной.

В целом, соотношение величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  во всех термальных источниках Приэльбрусья описывается уравнением Крейга и каких-либо си-

стематических отклонений от линии метеорных вод (в зависимости от температуры) не наблюдается (см. рис. 5.16).

Из термальных водопроявлений других районов Северного Кавказа более сильно от этой линии отклоняются фигуративные точки Верхнекармадонского источника ( $t_{изм} = 54$  °C).

Однако при этом точки и других (холодных) углекислых водопроявлений Северной Осетии отклоняются от линии метеорных вод на примерно такую же величину Δδ<sup>18</sup>O.

Из холодных источников Приэльбрусья от линии метеорных вод сильно отклоняются только две точки.

Одна из них соответствует нарзану Эльбрусский южный (см. рис. 5.16 и табл. 5.1, № 3). Он располагается в верховьях р. Уллукам на южном склоне вулкана Эльбрус (см. рис. 5.15). Подобное утяжеление изотопного состава кислорода может быть следствием гидротермальной проработки водовмещающих пород или являться результатом смешения атмосферных и метаморфизованных морских вод.

Вода этого источника пресная (0,58 г/л), что говорит не в пользу участия в ее формировании древних морских вод. Этот источник также отличается специфическим газовым составом. На фоне CO<sub>2</sub>, типичного для всех обследованных водопроявлений, здесь имеется значительная примесь метана (12,7% об.) и присутствует H<sub>2</sub>S.

Таким образом, учитывая близкое положение этого источника к вулкану, только в этом случае можно предположительно связать особенности изотопного состава минеральной воды с гидротермальной активностью.

От линии метеорных вод также заметно отклоняется фигуративная точка источника в Долине Нарзанов — № 17, расположенного у северной границы Приэльбрусского района. Относительно высокая минерализация и локализация источника в зоне Моноклиналей (немного южнее Кисловодска) позволяют предполагать участие в его питании вод седиментационного происхождения.

Тем не менее, несмотря на явные признаки гидротермальной активности, связанной с магматическими камерами молодых вулканов, процессы высокотемпературного взаимодействия в системе «вода-порода» не отражаются на изотопном составе минеральных вод. Возможно, следы этого взаимодействия нивелируются при смешении термальных и инфильтрационных вод.

#### Глава 5. Углекислые воды

Номер Местонахождение пунктов опробования		t	рH	CO <sub>2</sub>	Об. минер.*	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl⁻	
п/п	пробы		°C		Г	/л	МГ/	′л
		Приэльбрусь	2					
1	46/99	Уллукам, правобережный нарзан	15,7	5,85	_	0,53	378	17,7
2	6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Уллукам)	12,4	5,75	1,29	1,06	561	70,9
3	7/00	Нарзан Эльбрусский южный	8,5	5,58	1,25	0,28	214	3,5
4	5/00	Учкулан, скв.	14,0	6,44	1,36	5,49	2685	1028
5	12/99	Нарзан № 2 в правом борту р.Уллухурзук	14,2	6,21	-	0,99	610	99
6	1/00	Джилы-су, ванна №1 (Битиктебе), нарзан	18,9	5,45	-	2,56	1233	570
7	7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	9,5	5,68	1,33	2,68	1507	426
8	13a/99	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, в 50 м выше 136/99	10,1	6,05	-	1,21	854	53,2
9	21/01	Махар-нарзан	7,0	5,14	2,05	1,61	1086	106
10	4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	7,4	5,83	1,95	0,99	708	31,9
11	26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	8,5	6,48	1,73	4,40	2765	468
13	19/01	Джаланкол, нарзан	6,5	6,29	2,02	7,46	3253	1846
14	2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	9,9	5,95	-	2,36	1538	216
15	3/00	Джингирик, скв. (сел. Верхняя Теберда)	10,3	5,64	1,89	0,61	452	7,1
16	16/01	Шаушаиб, нарзан	6,7	6,48	2,02	10,16	4665	2644
17	15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	10,1	6,23	-	4,72	2489	821
21	17/01	Аманкол, нарзан	9,0	6,53	2,2	10,31	5167	2236
22	20/00	Ингушли, нижний нарзан	10,1	6,22	1,55	3,82	1904	744
23	21/00	Ингушли, верхний нарзан	5,9	5,94	1,90	1,88	964	354
24	14/01	Тохана-верхний, нарзан	6,6	6,27	1,19	2,12	1256	10,6
25	8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	8,0	5,66	1,18	0,53	384	10,6
26	13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	6,1	5,32	1,67	0,31	195	21,3
27	10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	22,3	6,4	0,91	3,07	1660	397
28	11/00	Джилы-су, нижняя ванна (р. Малка), Мисост- нарзан	22,5	6,5	0,97	3,27	1794	411
30	22/00	Исламчат, нарзан	6,1	5,55	1,37	0,62	354	85
31	23/00	Шаукол, верхний нарзан	4,0	5,60	2,08	0,64	446	28,4
32	16/99	Тызыл, нижний нарзан	8,7	5,92	_	1,29	866	70,9
33	12/01	Тырныауз, скв.	_	6,64	1,087	6,44	2870	1633
34	25/00	Терскол, нарзан	10,7	5,5	_	0,55	403	5,32
36	8/01	Ирик-нарзан	10,0	6,16	1,50	2,28	1435	184
37	26/00	«Странный нарзан», ист. в конечной морене ледника Терскол	-	-	-	-	-	-
38	5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	6,5	6,18	1,89	2,68	1865	142
39	19/99	Адыл-су, нижний нарзан	6,4	5,96	1,70	1,00	690	56,7
40	9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	17,2	6,36	1,71	5,48	2584	1075
41	10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	14,1	6,06	1,63	2,79	1364	205

#### Таблица 5.2. Химический состав углекислых источников Северного Кавказа

SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	F-	B <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Be <sup>2+</sup>	Co <sup>2+</sup>	Ni <sup>2+</sup>	Zr <sup>2+</sup>
					мг/л		1						мкг/л		
						L	Іриэльбру	усье							
4,9	0,50	1,49	0,20	5,10	66,9	45,89	15,83	6,23	1,05	11,99	84,9	1,3	2,8	2,8	< 0,1
129,2	0,48	4,78	0,80	22,24	63,3	178	21,65	17,37	1,23	1,97	69,0	1,8	< 0,1	3,0	< 0,1
5,8	0,4	0,09	0,03	2,12	44, 5	7,78	7,05	9,11	0,49	10,28	230	2,1	0,5	< 2,0	< 0,2
164,6	0,46	95,74	0,40	16,81	186	1674	211	17,66	0,91	7,60	69,6	0,55	0,87	3,6	21,6
9,1	0,43	9,45	0,62	9,09	64,9	157	26,2	6,20	0,24	6,77	120	2,4	0,57	2,9	16,0
6,6	0,65	31,07	3,05	59,94	153	812	79,2	56,47	0,34	7,35	46,7	5,9	1,2	5,4	1,5
0	-	35,26	2,31	45,32	184	505	60,7	_	0,78	21,29	161	5,5	0,45	7,6	9,7
0	0,75	6,56	0,62	7,63	107	121	42,4	14,23	0,30	5,64	42,3	2,2	0,20	2,6	4,5
6,59	3,1	5,84	0,13	9,29	224	145	38,1	19,79	0,89	22,09	556	2,1	0,61	< 3	1,2
5,8	1,02	1,29	0,05	3,09	125	41,99	7,16	10,35	0,84	12,14	374	3,3	1,7	4,1	0,42
8,2	1,6	4,82	0,11	5,72	251	863	111	15,94	0,63	17,09	375	1,5	0,67	4,5	6,2
62,4	0,48	26,91	5,63	42,03	98	1724	64,8	3,16	0,19	2,86	77,8	1,0	0,41	6,2	773
3,3	0,38	2,21	0,15	8,40	252	420	108	39,32	1,01	27,99	227	1,4	2,6	9,0	29,0
4,1	0,2	I	0,02	2,64	113	18,5	14,4	15,18	2,52	22,93	250	2,0	2,2	5,9	< 0,2
18,1	0,36	62,14	6,24	68,61	286	2421	194	3,47	0,49	9,09	72,2	< 1	4,0	17,3	568
100,4	-	7,17	2,55	37,76	459	733	153	_	1,33	23,89	83,5	4,9	1,4	9,2	6,9
100,5	0,36	16,94	2,73	94,29	226	2278	83,8	2,80	0,31	3,13	43,8	0,25	1,2	6,3	399
26,3	0,5	34,01	2,35	40,50	124	1640	65,4	6,36	1,16	6,32	25,7	2,2	6,69	19,4	152
8,2	0,4	8,86	0,34	6,31	58,7	575	20,8	10,07	1,57	19,64	122	0,39	17,1	31,5	79,6
398,4	0,13	0,13	0,01	0,56	370	7,04	34,5	5,54	1,73	2,08	139	< 0,1	0,65	5,3	2,3
9,9	0,5	0,50	0,03	5,15	88	15,0	20,3	29,82	0,12	1,05	700	0,55	1,8	7,4	< 0,2
18,9	0,5	1,06	0,16	3,71	19,3	30,9	13,9	33,59	0,19	5,30	181	0,73	5,2	5,5	< 0,2
189,3	0,6	20,88	1,75	39,51	289	565	180	56,17	0,90	16,37	42,4	2,1	6,0	15,5	0,76
190,9	0,7	21,52	1,85	34,78	277	593	165	57,11	0,93	19,78	29,0	3,3	6,4	17,3	0,80
24,7	0,3	3,07	0,16	3,83	66,8	63,7	18,8	10,76	1,02	0,03	85	0,25	3,7	13,3	< 0,2
14,8	0,2	0,97	0,09	3,62	78,8	30,0	23,3	9,31	2,41	35,41	147	0,39	12,4	26,4	2,1
38,7	0,20	0,53	0,21	6,20	154	67,0	45,2	3,77	0,24	0,34	57,0	0,17	0,58	7,0	0,43
9,6	2,3	74,08	10,07	85,13	171	1365	48,5	26,46	0,40	62,73	181	4,2	0,44	4,9	< 0,3
11,54	0,52	0,09	0,03	4,03	95,4	8,02	21,6	11,26	1,43	18,27	216	2,6	1,7	4,8	1,2
118,6	0,94	15,25	1,08	16,29	218	236	88,1	17,56	0,78	5,37	59,6	2,8	1,0	< 2	1,7
-	-	0,04	0,01	1,14	2,13	2,7	0,75	8,93	0,03	0,71	631	< 0,09	0,17	2,4	0,88
19,7	1,3	35,45	1,69	37,02	187	540,9	47,9	23,75	0,74	9,74	122	4,5	0,69	2,6	0,72
6,6	0,20	4,05	0,20	4,57	142	53,8	26,5	7,59	0,77	10,13	89,8	1,0	0,24	4,2	< 0,1
278,4	1,3	140,28	13,53	85,75	342	883	96,4	18,92	1,67	6,81	115	3,2	1,0	5,0	24,2
528	1,1	36,25	3,53	37,26	246	306	124,2	24,14	1,19	15,23	219	1,1	0,68	2,5	0,50

Н	омер	Местонахождение пунктов опробования	t	pH	CO <sub>2</sub>	Об. минер.	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl⁻
п/п	пробы		°C		Γ,	/л	МΓ/	′л
42	29-1/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	16,0	6,54	1,47	4,56	2765	514
		Северная Осеп	пия					
43	35/00	Тиб-1, скв. 1, 150 м	12,0	6,26	_	6,43	4467	134
44	37/00	Згиль-Чельдиевский, нарзан	10,4	6,00	-	1,59	1139	20,2
45	39/00	Верхний Кармадон, нарзан	54,0	6,5	2,50	7,47	903	3758

Таблица 5.2. Окончание

\* Об. минер. — общая минерализация.

Очевидно, объемы атмосферных осадков, поступающих в водоносные горизонты, настолько велики, что проследить на этом фоне изменения, связанные с процессами гидротермальной проработки пород, не представляется возможным.

# Изотопный состав воды и компоненты карбонатной системы

Специфической чертой углекислых вод является присутствие больших количеств CO<sub>2</sub>. Поэтому воды могут активно взаимодействовать

с карбонатными породами и при низких температурах, что также может сказаться на изотопном составе вод. Рассмотрим взаимоотношение изотопного состава воды с основными элементами карбонатной системы — концентрациями  $CO_2$  и  $Ca^{2+}$  в воде.

В источниках Приэльбрусья для величин  $\delta D$ и концентраций растворенной  $CO_2$  отмечается взаимоотношение прямого характера (рис. 5.20). Однако такое взаимоотношение характеристик может быть парагенетическим. Увеличение концентраций растворенной в воде  $CO_2$  в северном направлении связано с большей изолированностью водоносных горизонтов Скалистого хребта



Рис. 5.20. Соотношение концентраций растворенной CO<sub>2</sub> и величин δD в воде минеральных источников Приэльбрусья

Сплошные линии — тренды для каждой группы, пунктирная линия — для всей выборки. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.17

SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	F-	B <sup>3+</sup>	Li <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Si <sup>4+</sup>	Mn <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Al <sup>3+</sup>	Be <sup>2+</sup>	Co <sup>2+</sup>	Ni <sup>2+</sup>	Zr <sup>2+</sup>
	мг/л								мкг/л						
23	0,56	62,39	0,49	13,99	526	1017	29,7	27,54	0,56	6,21	271	< 0,1	1,2	7,4	7,5
						Сев	ерная О	сетия							
70,8	1,85	18,63	1,67	44,51	468	1513	88,5	5,59	0,13	3,61	290	3,7	2,2	9,4	1,3
15,6	0,58	2,42	0,07	2,48	311	71,2	22,6	4,19	0,21	1,62	44,1	0,34	1,7	9,4	0,65
116,9	1,6	46,58	9,25	212,51	3371	1831	39,2	21,64	0,81	2,17	125	1,8	4,3	11,7	0,10

и плато Бечасын от потока инфильтрационных вод. В то же время, следствием таких гидрогеологических условий является постоянное увеличение в питании вод доли изотопно-тяжелых метаморфизованных морских вод. На это указывает, в частности, рост концентрации хлоридиона и соотношения Cl/B в северном направлении (см. выше).

Взаимодействие с карбонатными породами должно проявляться также и в корреляции значений величины кислородного сдвига  $\Delta \delta^{18}$ О с поведением основных катионов карбонатной системы. В источниках Главного хребта прослеживается тенденция к прямому взаимоотношению  $\Delta \delta^{18}$ О и Ca/Mg (рис. 5.21). В источниках

Главного хребта рост величин Ca/Mg и Ca/Na сопровождает изменение химического типа вод от гидрокарбонатного натриевого к гидрокарбонатному кальциевому. Для источников северных районов Приэльбрусья такая тенденция не выявлена, что, по-видимому, связано с более пестрым солевым составом подземных вод Передового хребта и зоны Моноклинали. Видимо, только в источниках Главного хребта процессы взаимодействия углекислых вод с карбонатами отражаются на изотопном составе кислорода воды — при увеличении «кислородного сдвига» отмечается смена химического типа воды от гидрокарбонатного натриевого к гидрокарбонатному кальциевому.



**Рис. 5.21.** Соотношение  $\Delta \delta^{18}$ О и Ca/Mg в минеральных источниках Приэльбрусья Условные обозначения см. на рис. 5.17

# 5.6. Химический состав выделяющихся газов

Рассмотрим основные компоненты газовой фазы. В газах углекислых вод доминирует углекислота (см. Приложение 6). Ее концентрация часто достигает 95–99,9% об. Остальной объем приходится на  $N_2$ ,  $CH_4$ , CO,  $O_2$ , благородные газы (Ar, Ne, He), редко  $H_2$ . Концентрации азота и метана, как правило, возрастают к периферии горного сооружения — в газах источников, формирующихся в осадочных комплексах юрско-мелового возраста (район KMB, Северная и Южная Осетия).

Гелий в спонтанных газах углекислых вод Большого Кавказа присутствует в концентрациях от 0,06 до 8000 ррт (табл. 5.3 и Приложение 6). Его наименьшие концентрации, которые даже ниже содержания Не в воздухе (5 *ppm*), чаще всего отмечаются в бурно газирующих источниках, ближе всего расположенных к вулканам Эльбрус и Казбек. В спорадически газирующих водопроявлениях концентрации гелия возрастают. В газах таких источников увеличивается и концентрация азота. Следует заметить, что концентрации гелия в азотных и азотно-метановых водах Кавказского региона оказывается, как правило, выше, чем в углекислых. Особенно ярко эти различия заметны при сопоставлении химического состава газов Верхне- и Нижнекармадонских источников (см. Приложение 6).

В распределении концентраций гелия есть определенная закономерность — с удалением от Эльбруса и Казбека к периферии горного сооружения концентрации гелия возрастают, достигая в углекислых газах КМВ максимальных значений (см. Приложение 6).

В распределении концентраций аргона и неона отмечаются аналогичные закономерности (см. табл. 5.3). Ранее было показано [Лаврушин и др., 2001], что эти газы в источниках Приэльбрусья, судя по изотопному составу аргона, имеют атмосферное происхождение. Однако соотношение их концентраций непостоянно. Величины Ar/Ne варьируют от 833 до 1960, занимая промежуточное положение между соотношением этих газов в свободном и воднорастворенном воздухе (514 и 2213 при t = 0). Минимальные значения типичны для источников, расположенных в непосредственной близости от вулкана Эльбрус, отличающихся бурным выделением СО<sub>2</sub> и повышенной температурой воды (до 22 °С – источники Джилы-су).

Известно [Прасолов и др., 1982], что обогащение спонтанных газов неоном возможно в высокотемпературных гидротермальных системах, в которых флюид достигает точки кипения в пласте и в итоге возникает двухфазная система «пар–вода». Перераспределение инертных газов в таких условиях приводит к обогащению спонтанных газов неоном относительно аргона. Это явление было зафиксировано в парогидротермах Италии, Мексики и США.

Таким образом, эти данные позволяют предполагать, что снижение величин Ar/Ne в газах источников, расположенных вблизи вулкана Эльбрус, происходит вследствие фракционирования газов в гидротермальной системе, ассоциирующейся с магматической камерой вулкана. Однако следует заметить, что к подобному эффекту может привести и бурная дегазация углекислоты. Мощные струи сухой СО<sub>2</sub>, контактируя с грунтовыми водами, также образуют на глубине двухфазные системы «газ-вода» и могут вызвать перераспределение концентраций аргона и неона, аналогичное наблюдаемому в высокотермальных системах. Поскольку углекислота на Большом Кавказе практически всегда имеет вулканогенную природу, то наиболее интенсивное ее выделение наблюдаются в непосредственной близости от вулканических центров. Соответственно и обогащение спонтанных газов неоном будет ассоциироваться с этими центрами.

Поэтому снижение значений Ar/Ne вблизи вулканов может не только указывать на вскипание раствора на глубине, но и косвенно свидетельствовать об интенсивном выделении сухой CO<sub>2</sub> вблизи вулканов.

Концентрация кислорода изменяется от ~0,01 до 5-6% об. Создается впечатление, что повышенные концентрации кислорода (> 0,01% об) далеко не всегда связаны с искусственным загрязнением пробы воздухом при ее отборе из источника или при лабораторном анализе. Повидимому, кислород имеет естественное происхождение и захватывается пузырьками спонтанной углекислоты из потока инфильтрационных вод, насыщенных атмосферными газами. Очевидно, что присутствие кислорода в газах источников горных районов является характерной чертой инфильтрационного режима питания минеральных вод атмосферными осадками, что также подтверждается корреляцией изотопного состава воды с абсолютными отметками источников (см. выше).

Номер	омер Местоположение пунктов		Не	Ne	Ar	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	4110/20110	40 /36
пробы	отбора	отбора*		ррт		ИЗМ.	испр.	He/ Ne	AI/ AI
EMP-GIB	Артсхели, нарзан	1978	-	-	-	-	82	-	-
EMS-51	Авадхара, скв.	1978	-	-	-	31	31	-	-
EMP-GIB	Багиата, ист., скв. 8	1978	-	-	-	-	650	-	-
GIB8815/2	Багиата, нарзан	1988	-	-	400	118	116	3,3	294,7
EMS-49	Багиата, нарзан	1978	-	-		360	360	-	-
GIB8803	Датвиси, нарзан	1988	1140	_	860	193	193	1600	416
GIB8804	Кахмати, верхний ист.	1988	8,5	-	760	355	366	5,9	293
EMS-52	Лугелла, скв. 1	1978		-	-	50	50	-	-
EMP-GIB	Макарта, нарзан	1978	30	-	-	-	690	-	-
EMS-48	Мазери, скв. у моста	1978		-	-	800	800	-	-
GIB8817	Местиа, нарзан	1988	2,2	_	510	224	243	1,6	295,9
EMP-VPY	Местиа, нарзан	1978		-	-	120	120	-	-
GIB8802	Охурей, нарзан	1988	158	6,7	9970	32,2	31	26	293,4
9714	Паншети, скв. 37	1997	_	_	-	204	204	134	_
EMP-GIB	Паншети, нарзан	1978	-	-	-		250	-	-
EMP-13`	Речхи, скв. 47	1978	40	-	9000	135	135	-	-
EMS-54	Цаиши, «новая» скв.	1978	_	_	-	120	120	_	_
EMP-GIB	Циплакакия, ист.	1978	40	_	-	90	90	_	_
EMP-GIB	Урави, нарзан	1978	80	-	-	6,4	6,4	-	_
GIB8812	Зугдиди, скв.	1988	29	1,51	16500	43,7	27,9	2,13	298
EMS-35	Арбакол, скв.	1978	_	_	-	100	100	_	_
EMS-44	Бадаевка, скв.	1978	_	_	-	360	360	-	_
EMS-39	Битиктебе, нарзан	1978	-	-	-	280	280	-	_
NKh-I-4	Битиктебе, нарзан, 15 °С	1984	88	-	4700	280	280	-	_
NKh-I-5	Битиктебе, нарзан, 23 °С	1984	1,9	_	83	870	870	-	_
NKh-I-7	Битиктебе, нарзан, 8 °С	1984	8	-	2480	230	230	-	_
DB-8902	Долина Нарзанов, нарзан	1989	1,7	0,7	471	145	145	3	291
NKh-I-3	Долина Нарзанов, нарзан	1984	8		1040	220	220	_	_
DB-8901	Домбай, скв. 16	1989	544	0,67	781	8	8	_	305
DB-8901	То же	1989	633	1,4	1220	10	10	513	302,1
DB-8915	Джан-Туган, нарзан	1989	5	1,1	1300	443	458	6,5	298
DB-8815	Джани, скв.	1988	7366	3,6	2230	2,3	2,3	2268	315,2
IMG-4	Джани, ист.	1985	6880	_	2380	14	14	-	322
DB-8906	Горалы, нарзан	1989	7,7	0,55	549	51	49	15	296
EMS-43	Герходжан-су, нарзан	1978	_	_	-	680	680		

Таблица 5.3. Изотопный состав инертных газов минеральных вод Северного Кавказа

#### Таблица 5.3. Продолжение

Номер	Местоположение пунктов	Дата	Не	Ne	Ar	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	411 /2011	40
пробы	отбора	отбора*		ррт		ИЗМ.	испр.	He/20Ne	<sup>10</sup> Ar/ <sup>30</sup> Ar
EMS-37	Индыш, скв.	1978	-	-	-	71	71	-	-
DB-8905	Индыш, нарзан	1989	7	0,72	911	60	58	1,4	297
IMG-1	Инхоквари, наразан	1985	10	-	-	35	35	-	-
EMS-42	Ирик-нарзан	1978	_	_	_	100	100	-	_
EMS-34	Карачаевск, скв.	1978	-	-	-	7,5	7,5	-	_
DB-8904	Картджурт, нарзан	1989	4,6	0,57	617	183	183	-	293
DB-8903	Хасаут, нарзан	1989	0,76	0,71	566	130	123	0,72	301
DB-8814	Кхем, скв. (Газовая балка)	1988	1650		534	2,4	2,4	3390	295
DB-8814	То же	1988	1900	1,13	1100	2,9	2,9	1841	314
DB-8813	Хнов, новый ист.	1988	1820	_	4660	3,1	3,1	556	295,5
DB-9002	Красноармейский, скв.	1990	5,9	0,62	655	49	47	-	297
EMS-30	Красноармейский, нарзан	1978	_	_	-	32	32	-	_
DB-9001	Красный Восток, скв. 2Е	1990	188	0,73	620	49	49	283	298,2
EMS-31	Красный Восток, скв. 2Е	1978	_	_	-	31	31	-	_
EMS-36	Мариинский нарзан	1978	_	_	-	41	41	-	_
EMS-28	Преградная, скв.	1978	5890	_	-	67	67	-	_
EMS-33	Преградная, скв. 68	1978	-	_	-	47	47	-	_
EMS-38	Садон, рудное поле	1978	_	_	_	6,7	6,7	-	-
EMS-40	Тархор-нарзан (Битиктебе)	1978	_	_	-	55	55	-	_
EMS-41	Терскол, скв.	1978	_	_	_	260	260	-	-
EMS-47	Тита, нарзан	1978	_	_	-	54	54	-	_
EMS-45	Тырныауз, скв. 104	1978	_	_	_	360	360	-	-
EMP-102/1	Уруп, скв. А	1978	690	_	-	59	59	-	_
EMP-102/2	Уруп, скв. А	1978	900	_	-	14	14	-	_
EMS-29	Усть-Джегута, нарзан	1978	_	_	_	33	33	-	-
DB-8809	За-Эшеда, нарзан	1988	56	_	4340	159	159	42	303
DB-8809b	За-Эшеда, нарзан	1988	20	_	6620	155	230	0,36	_
EMS-46	Зыдачит, нарзан	1978	-	_	-	110	110	-	_
LNB9002	Бештау, скв. 66	1990	146	0,86	728	86	86	189	301,1
INK-8614	Ессентуки, скв.	1986	391	_	564	69	69	24,2	_
EMP-97-1	Ессентуки, скв.	1978	_	_	-	78	78	-	_
DB-9007	Ессентуки, скв., 1-Е	1990	3280	1,6	2450	89	89	2190	314
INK-8615	Ессентуки, скв. 1-КМВ-бис	1986	85	_	133	108	108	160	296,5
LNB9001	Ессентуки, скв. 1-КМВ-бис	1990	71	6,7	550	111	111	117	300,2
LNB9003	Ессентуки, скв. 2Б	1990	2273	6,9	8380	68	68	362	300

Номер	Местоположение пунктов	Дата	He	e Ne Ar		$(^{3}\text{He}/^{4}\text{He}) \cdot 10^{-8}$		411 /2011	$e^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
пробы	отбора	отбора*		ррт		ИЗМ.	испр.	He/~Ne	<sup>10</sup> Ar/ <sup>30</sup> Ar
DB-8909	Ессентуки, скв. 2Е	1989	64	-	-	87	87	98	_
DB-8909	То же	1989	8920	6	4855	75	75	1521	306,3
DB-8910	Ессентуки, скв. 418	1989	2290	1,38	1340	84	84	1827	319,8
DB-9006	Ессентуки, скв. 418	1990	1420	1,6	1310	73	73	957	309
DB-8908	Кисловодск, скв. 1-ОП	1989	125	0,49	549	49	49	248	296
DB-8907	Кисловодск, скв. 5-О	1989	221	_	625	75	75	209	_
LNB9101	Кисловодск, скв. 5-О	1991	301	0,75	828	87	87	444	303,6
EMS-23	Лермонтов, скв. 113	1978	_	-	-	73	73	-	_
DB-9005	Машук, скв. 24	1990	119	0,86	848	60	59	152	295,8
LNB9115	Машук, скв. 33-бис	1991	178	0,7	687	64	64	280	299,9
DB-9003	Машук, скв. 4	1990	100	0,87	812	59	59	127	297,5
INK8502a	Нагутская, скв. 3-СГ	1985	2990	_	5380	47	47	-	_
INK8502b	Нагутская, скв. 3-СГ	1985	3000	2,3	2170	45	45	1438	316
DB-9010	Новоблагодарненское, скв. 46	1990	225	0,4	531	77	77	556	306
DB-9011	Новоблагодарненское, скв. 49-А	1990	1400	1,5	1530	66	66	1024	314,4
LNB9108	Ольховская площадь, скв. 115- бис	1991	177	0,57	713	163	163	343	298,4
LNB9107	Ольховская площадь, скв. 115-Е	1991	287	0,67	818	156	156	471	302,5
INK-3	Р. Подкумок, скв. 2-НВ	1986	1499	_	692	87	87	176	_
DB-8911	Пятигорск, скв. 16, 384 м	1989	35	0,71	960	61	60	46	296
DB-8911	То же	1989	41,7	_	682	59	59	107	-
DB-8912	Пятигорск, скв. 19, 330 м	1989	204	0,98	862	59	59	277	303
LNB9006	Развалка, скв. 74-Н	1990	5232	8,5	10990	72	71	676	301,3
INK8503a	Шардаково, скв.	1985	1370	-	1364	28	28	108	_
INK8503b	Шардаково, скв.	1985	143	1,43	1890	29	29	110	298,3
EMP-97-2	Тельмана, скв. 1	1978	1200	-	-	90	90	-	_
DB-9004	Варвациевская, скв.	1990	25,1	1,52	1125	63	62	18,2	294,4
DB-9008	Железноводск, скв. Славянов- ская	1990	128	0,78	944	73	73	180	301
DB-8913	Железноводск, скв. 59	1989	221	0,86	1170	74	74	281	299
LNB-61	Железноводск, скв. 61	1990	1010	3,01	3530	43	43	368	301
DB-8914	Железноводск, скв. 69	1989	235	0,96	1310	71	71	268	297
LNB9004	Железноводск, скв. 70	1990	258	1,34	1420	88	88	211	302
DB-9009	Железноводск, скв. Семашко	1990	335	1,51	1620	82	82	244	301,1
LNB9005	Змейка, скв. 72	1990	213	0,93	1040	84	84	253	300,9
INK-8501	Золотой Курган, скв. 10-КГ	1985	513	21,5	12900	74	73	25,4	301

#### Таблица 5.3. Продолжение

#### Глава 5. Углекислые воды

#### Таблица 5.3. Продолжение

Номер	Местоположение пунктов	Дата	He	Ne	Ar	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	411 /2011	40 • 136 •
пробы	отбора	отбора*		ррт		ИЗМ.	испр.	He/20Ne	Ar/ <sup>30</sup> Ar
1/98	Уллукам, верхний нарзан	22.07.98	36	2,90	5360	274	276	13,5	291
4/99	Уллукам, верхний нарзан	05.08.99	37,5	2,30	2400	244	246	16,30	305
2/98	Уллукам, нижний нарзан	23.07.98	37	2,00	2810	160	160	19,9	297
5/99	Уллукам, нижний нарзан	05.08.99	68,4	2,6	-	178	178	28,7	_
46/99	Уллукам, правобережный нар- зан	11.08.99	41,4	4,60	-	243	246	9,80	-
6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Уллу- кам)	07.08.99	20,6	3,3	_	521	539	6,80	-
3/98	Нарзан «питьевой» на правом берегу р. Битиктебе	25.07.98	0,49	0,06	110	305	311	8,50	293
4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	25.07.98	0,12	0,09	95	205	223	1,40	295
5/98	Нарзан на правом берегу р. Би- тиктебе	26.07.98	0,18	0,13	170	261	289	1,60	296
10/99	Нарзан на правом берегу р. Битиктебе (5/98)	14.08.99	2,05	0,35	-	293	301	6,4	_
6/98	Джилы-су, ванна № 3 (Битиктебе), нарзан	26.07.98	0,09	0,17	180	160	178	0,63	288
9-10/99	Джилы-су, ванна №1 (Битиктебе), нарзан	22.08.99	1,41	0,26	-	215	231	1,67	_
7/98	Нарзан в правом борту Битиктебе	26.07.98	0,06	0,06	50	139	139	0,96	287
8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Ул- лухурзук	27.07.98	0,57	0,21	190	208	217	2,70	298
9/98	Грязелечебница (Битиктебе), нарзан	28.07.98	0,32	0,12	199	229	239	3,0	295
10/98	Холодный нарзан (Битиктебе)	28.07.98	107	3,20	4100	310	311	37	293
11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	29.07.98	96	0,32	504	195	195	331	304
12/98	Мариинский нарзан	29.07.98	7,8	0,10	190	44	44	95	302
13/98	Тохана-нижний, нарзан	29.07.98	1,2	0,06	58	250	251	23	289
14/98	Тохана-верхний, нарзан	30.07.98	433	7,00	8800	341	342	68	296
15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	30.07.98	0,25	0,02	22	163	164	11	294
16/98	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	02.08.98	2,4	0,12	113	537	542	22,70	290
17/98	Малка, слабительный нарзан	02.08.98	0,06	0,08	69	161	173	0,86	285
18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	02.08.98	13,1	0,18	242	610	612	83,00	296
3/99	Джаланкол, нарзан	04.08.99	9,70	0,32	450	133	133	32,50	299
7/99	Керт-Мели (Магомет-нарзан)	09.08.99	0,47	0,33	-	115	109	1,60	_
8/99	Махар-нарзан	09.08.99	1,02	0,3		148	149	3,70	
11/99	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	15.08.99	0,23	0,26	-	147	150	1,01	_

Номер	Местоположение пунктов	Дата	He	Ne	Ar	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	$(^{3}\text{He}/^{4}\text{He}) \cdot 10^{-8}$		40 • /36 •
пробы	отбора	отбора*		ррт		ИЗМ.	испр.	He/ <sup>20</sup> Ne	Ar/°Ar
12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	15.08.99	1,28	0,42	_	210	217	3,40	_
13/99	Битиктебе, нарзан	17.08.99	4,75	0,25	_	260	262	20,5	-
14/99	Чемарткол, верхний нарзан	20.08.99	0,64	0,31	-	214	225	2,30	_
15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	07.09.99	879	1,5	_	156	156	647	-
16/99	Тызыл, нижний нарзан	07.09.99	1,1	1,4	_	146	149	0,87	_
17/99	Кыртык, нарзан	10.09.99	2,1	0,36	_	329	338	6,50	-
18/99	Ирик-нарзан	15.09.99	0,53	0,27	_	283	306	2,2	_
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	15.09.99	1,76	0,4	-	491	514	4,80	_
20/99	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	16.09.99	0,35	0,25	_	207	223	1,57	-
21/99	Нейтрино, вода Эльбрус, нарзан	16.09.99	64	11,6	_	406	420	6,10	-
23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	23.09.99	0,51	0,36	_	145	146	1,55	-
24/99	Тамиск, скв. 3, 750 м	27.09.99	176	16,5	_	13,8	11	11,80	_
25/99	Хилаг, Теплинский нарзан	25.09.99	0,54	0,29	-	215	228	2,0	_
40/00	Нижний Кармадон, скв. 29	25.09.00	7900	_	_	27	27	962	_
4/03	Верхний Кармадон, нарзан	15.07.03	16	_	_	189	190	16	_
6/03	Зарамаг, скв.1	20.07.03	28	_	_	254	256	23	_
30/03	Джава, скв.	28.07.03	460	_	_	384	384	252	_
32/00	Турбаза Дзинага, скв.	20.09.00	1400	_	_	17	17	344	_
34/03	Хуце, нарзан	29.07.03	82	_	_	319	324	11	_
3a/01	Ахсу, нарзан в правом борту р. Кара-су	12.07.01	11,5	10,1	-	135	133	1,14	-
5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	14.07.01	4,0	9,7	_	124	67,2	0,41	-
29/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	04.08.01	3,4	5,9	-	123	102	0,58	-
35/01	Пслух-верхний, нарзан	12.08.01	7,4	6,3	_	71,4	47,7	1,169	_
38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	15.08.01	2,4	3,5	-	126	115,1	0,685	-
39/01	Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), нарзан	16.08.01	6,1	9,5	-	106	77,0	0,643	_
40/01	Чвижепсе, скв. 7, 700 м	17.08.01	22,9	1,33	-	53,2	51,7	17,301	_
28/01	Преградная, скв.	02.08.01	74	5,3	_	99,4	88,2	1,390	900
41/01	Пос. Лазоревское, скв. Г-84Э, 550 м	18.08.01	915	0,72	_	68,6	68,6	1278	_
46/01	Мацеста, скв. 6Т, 2335 м	21.08.01	3,3	3,6	_	108	81,5	0,91	_

#### Таблица 5.3. Окончание

\* Данные, полученные до 1998 г., приводятся по [Polyak et al., 2000]. *Примечание*. Изм. — измеренное, испр. — исправленное (здесь и далее).

Концентрация азота в углекислых водах, как правило, не превышает 10% об. Однако рядом с такими источниками иногда встречаются водопроявления, где содержание этого газа достигает 20-30 и даже ~64% об. (см. Приложение 6, источник Тохана-верхний, водозабор Нейтрино и др.). Такие источники (азотно-углекислого типа), как правило, отличаются спорадическим характером газоотделения. Вероятно, увеличение концентрации азота в их газах происходит при смешении минеральной воды с большим объемом инфильтрационной. В результате этого большая часть углекислоты растворяется, а спонтанная фаза обогащается менее растворимыми газами — прежде всего азотом, который захватывается пузырьками СО2 из насыщенных атмосферным воздухом инфильтрационных вод.

Соотношение концентраций азота и аргона  $(N_2/Ar)$  в газах непостоянно и изменяется от 41 до 877 (соотношение концентраций газов рассчитывалось по данным табл. 5.3 и Приложения 6). Только в семи из 20 источников это отношение близко к их соотношению в воздухе ( $N_2/Ar_{возд} =$ = 83,6) и воднорастовренных газах ( $N_2/Ar_{BD} = 38,3$ при t = 0 °С и P = 1 атм). Степень обогащения газов азотом относительно воздуха иллюстрирует величина дважды нормируемой концентрации азота —  $fN_2$ , где  $fN_2$  отношение концентраций азота и аргона в пробе, нормированное на соотношение концентраций этих газов в воздухе. Наиболее высокие значения  $fN_2$  (> 2) характерны для газов с небольшим содержанием азота (< 5% об.). С ростом его концентрации значение  $fN_2$  снижается. Таким образом, в газах многих углекислых источников присутствует «избыточный» азот и его доля тем выше, чем меньше концентрация азота в газовой фазе.

Причин появления «избыточного» азота может быть несколько. Например, увеличение его относительной концентрации (fN<sub>2</sub>) может быть вызвано выделением азота из пород в процессе их метаморфизма (за счет разложения органических остатков). Иными словами, в газах наряду с атмосферным азотом присутствует азот метаморфогенного происхождения. Однако эта гипотеза не объясняет высокую вариабельность значений  $fN_2$  в близко расположенных выходах воды. Например, в группе источников на р. Битиктебе, удаленных друг от друга на расстоянии от первых десятков до первых сотен метров (см. табл. 5.3, пробы 3/98-6/98 и 9/98-10/98), fN<sub>2</sub> изменяется от 1 до 4,3. Если предполагать метаморфогенный генезис «избыточного» азота, то такие вариации в единой группе источников объяснить трудно.

Обогащение газов азотом (относительно аргона) теоретически может являться и следствием субповерхностных процессов — быть результатом кинетических эффектов фракционирования газов, протекающих на фоне бурного выделения СО<sub>2</sub>. На возможность такого механизма обогащения вод «избыточным» азотом косвенно указывает нарушение пропорциональности между концентрациями неона и аргона, которое обсуждалось выше. Сопоставление величин  $fN_2$  и fNe показывает, что их изменение носит однонаправленный характер (рис. 5.22), но при этом  $fN_2$  увеличивается намного быстрее fNe, чем это принято в модели, описывающей процессы многоактной дегазации воды (пунктирная линия) при t = 20 °C. Данная модель основана на гипотезе о равновесных условиях дегазации воды и не учитывает возможные кинетические эффекты фракционирования газов в неравновесных условиях [Прасолов, 1990].

Таким образом, остается констатировать присутствие в углекислых водах «избыточного» азота, но однозначно установить его генезис пока не представляется возможным. Гипотеза о присутствии метаморфогенного азота в источниках Главного хребта в общем согласуется с данными по геотермометрам, указывающими на повышенные температуры флюидогенерации вблизи вулканических центров. Однако к таким же эффектам, по-видимому, могут привести и кинетические эффекты неравновесного фракционирования газов, проявление которых возможно при бурной дегазации вод, пересыщенных углекислотой.

**Метан** в углекислых водах присутствует в концентрациях от  $6 \cdot 10^{-5}$  до 15–20% об. На периферии горного сооружения, там, где формирование углекислых вод происходит в водоносных комплексах мезозойского возраста, его содержание в спонтанных газах, как правило, увеличивается. Однако его высокие концентрации (до 0,5–15% об.) встречаются также и в газах некоторых источников Главного хребта (см. Приложение 6: пробы 2/98, 7/00, 26/01). Такие водопроявления обычно отличаются слабым, спорадическим газовыделением.

Для выяснения пространственных закономерностей распределения метана были изучены и сопоставлены его концентрации в разных структурно-морфологических частях Приэльбрусья: в районе КМВ, на плато Бечасын, в зоне Передового хребта и в зоне Главного Кавказского хребта (рис. 5.23). Результаты такого анализа приведены в Приложении 6 и отображены на рис. 5.24.



**Рис. 5.22.** Соотношение *f*Ne и *f*N<sub>2</sub> в спонтанных газах минеральных вод Приэльбрусья 1 — линия тренда; 2 — изменение соотношения величин *f*Ne и *f*N<sub>2</sub> при многоактной дегазации при t = 0 °C



Рис. 5.23. Схема концентрации метана в свободных газах углекислых источников Приэльбрусья I-IV — зоны: I — Главного Хребта, III — Передового Хребта, III — плато Бечасын, IV — КМВ



**Рис. 5.24.** Гистограммы распределения концентраций метана в углекислых газах Приэльбрусья (по профилю юг–север)

*а–е* — зоны: *а* — Главного хребта, *б* — Передового хребта, *в* — плато Бечасын, *е* — район КМВ; *д* — общая совокупность данных

В районе КМВ естественных выходов углекислых вод сегодня почти не осталось, но они вскрываются скважинами в терригенно-карбонатных породах юрского и мелового возраста. Максимальные концентрации метана — 18,69 и 19,93% об. — отмечаются в газах из ессентукских скважин 1-Э и № 39 (см. рис. 5.24, *г*; Приложение 6), среднее по 15 пробам составляет 2,78% об.

На плато Бечасын большинство углекислых источников приурочено тоже к осадочным (песчано-глинистым) отложениям угленосной свиты лейаса. Но концентрация метана в газах, выделяющихся в этих источниках, гораздо ниже, чем в районе КМВ (см. рис. 5.24, *в*) — среднее его содержание здесь меньше на два порядка величины. Максимально оно — 0,22% об. в газах источника Тохана-верхний.

Но в зоне Передового хребта, где выходы минеральных источников приурочены преимущественно к вулканогенным и метаосадочным палеозойским комплексам, содержание метана в углекислых газах снова возрастает (см. рис. 5.24,  $\delta$ ) — среднее содержание его здесь вдвое выше, чем на плато Бечасын. Наибольшие концентрации CH<sub>4</sub> (1,09, 0,34 и 0,3% об.) отмечаются в газах источников Битиктебе, Уллухурзук и Джилы-су питьевой, ванна № 3.

Еще выше практически таким же, как в районе КМВ, оказывается содержание метана в газах Главного хребта (см. рис. 5.24, а), где расположен вулкан Эльбрус. Здесь, в отличие от других районов, все источники приурочены к выходам кристаллических пород палеозойского возраста — гранитам, гнейсам, метаморфическим сланцам. Максимальные концентрации CH<sub>4</sub> (14,9, 12,7 и 12,4% об.) обнаруживаются в пробах из источников Уллукам-нижний, Эльбрус-южный и Домбай (см. рис. 5.23). Первые два источника располагаются у подножий Эльбруса, а третий — примерно в 50 км к западу от вулкана. Однако в зоне Главного хребта встречаются пробы и с более низкими концентрациями CH<sub>4</sub> (от 0,00021 до 0,0018% об). Практически все они группируются к востоку от Эльбруса (см. рис. 5.23).

Таким образом, повышенные концентрации метана наблюдаются в газах источников, разгружающихся не только из осадочных пород в районе КМВ, но и из палеозойских кристаллических пород Главного хребта, к северу от которого (в зоне Передового хребта и плато Бечасын) эти концентрации снижаются. Высокие концентрации метана в газах Главного хребта привлекают внимание потому, что они приурочены к выходам кристаллических пород, т.е. для них отсутствует видимая связь с осадочными породами. Многие из этих источников располагаются в непосредственной близости от вулкана Эльбрус (см. рис. 5.23). Поэтому создается впечатление, что метан здесь генетически не связан с комплексами осадочных пород и может иметь абиогенное (не осадочное) происхождение.

Содержание метана в газе коррелирует с концентрациями азота и гелия (рис. 5.25, *а* и  $\delta$ ), но соотношение концентраций метана и азота непостоянно. В этой связи представляет интерес распределение величин [CH<sub>4</sub>]/[N<sub>2</sub>]<sup>2</sup>. В Приэльбрусье по простиранию Главного хребта средние значения [CH<sub>4</sub>]/[N<sub>2</sub>] увеличиваются с востока на запад от 0,05 в источниках верховьев рек Чегем и Баксан до 0,16 в верховьях р. Теберда (Домбай). К северу от Эльбруса (в зонах Передового хребта и Моноклиналей) величина [CH<sub>4</sub>]/[N<sub>2</sub>] снижается до 0,01–0,024 и вновь увеличивается до 0,2 в газах КМВ.

Таким образом, наиболее интенсивные процессы метаногенерации (относительно азота) отмечаются не только в газах скважин КМВ, вскрывающих водоносные комплексы юрскомелового возраста, но и на склонах Главного хребта (там, где на поверхность выходят кристаллические породы палеозойского возраста). Область максимальных значений  $[CH_4]/[N_2]$ на западе района распространяется за пределы Эльбрусского вулканического центра (источник Домбай), маркируемого высокими значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (см. рис. 4.3).

Корреляция метана с концентрациями «воздушных и коровых» газов и отсутствие пространственной взаимосвязи высоких содержаний  $CH_4$  с величинами <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He все же указывает на его коровое (осадочное) происхождение в газах Приэльбрусья. Причины, приведшие к сохранению высоких концентраций метана в газах источников Главного хребта, могут быть различными.

Возможно, этот метан имеет реликтовое происхождение и унаследован от более древних азотно-метановых вод, сформировавшихся в осадочном чехле плиты в тектонически спокойных условиях (доколизионных), предшествующих новейшей стадии тектономагматической активности. В настоящее время в Лабино-Малкинской зоне метаногенерирующие породы уничтожены эрозией и/или тектоническими процессами, а реликтовые газы (метан и азот) привнесены в массивы трещиноватых пород палеозойского возраста нисходящим потоком вод и в различной степени разбавляются глубинной CO<sub>2</sub>.

В то же время обращает на себя внимание тот факт, что область высоких концентраций метана в газах линейно вытянута вдоль оси Главного хребта (см. рис. 5.23). Это может быть признаком существования здесь покровных структур, широко развитых на склонах Большого Кавказа [Хаин, 1984]. В этом случае источником метана могут быть осадочные породы мезозойского или палеозойского возраста, перекрытые по системе пологих надвигов метаморфизованными комплексами палеозоя. Такая ситуация, по-видимому, сложилась в районе Домбая, возможно, она повторяется и на других участках северного склона Главного хребта. В пользу этой гипотезы говорит, в частности, резкое снижение значений [CH<sub>4</sub>]/[N<sub>2</sub>], отмечаемое к северу от Эльбруса — если бы метан, согласно первой гипотезе, имел реликтовое происхождение, то в северном направлении происходило бы увеличение его концентрации и величин  $[CH_4]/[N_2]$ .

**Примесь оксида углерода** в газах минеральных вод изменяется в широком интервале значений — от 0,00004<sup>3</sup> до 0,07% об. (см. Приложение 6). При этом наши исследования показали отсутствие высоких концентраций СО (до 1–5% об.), ранее зафиксированное в некоторых источниках Северной Осетии — в Дигории [Углекислые минеральные воды..., 1963].

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Глубинная углекислота может сильно разбавлять коровые и атмогенные газы (CH<sub>4</sub>, Ar, Ne). Поэтому для оценки метаногенерации целесообразно использовать не абсолютные концентрации метана, а отношение его концентрации к концентрации какоголибо газа атмосферного происхождения (N<sub>2</sub>, Ar, Ne). Поскольку определение концентраций Ar и Ne проводилось только в ограниченном числе проб, то для большей представительности материала для нормирования использовалась концентрация азота. Теоретически значение  $[CH_4]/[N_2]$  может искажаться за счет «избыточного» азота. Однако его присутствие не нарушает линейной корреляции величин [CH<sub>4</sub>]/[N<sub>2</sub>] со значениями [CH<sub>4</sub>]/[Ar] и [CH<sub>4</sub>]/[Ne]. Очевидно добавка «избыточного» азота не сильно влияет на величину  $[CH_4]/[N_2]$ , так как ее вклад незначителен по сравнению с диапазоном концентраций метана.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Концентрация ~0,00005 принимается за аналитический предел обнаружения горючих газов на детекторе ПИД и примерно соответствует фоновой концентрации СО в воздухе. Однако из-за того, что пик СО при хроматографическом анализе частично совпадает с выходом других газов (O<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>), поэтому в качестве достоверно определенной концентрации принимаются значения — > 0,0005% об.



**Рис. 5.25.** Соотношение концентраций метана и азота (*a*) и гелия (*б*) в спонтанных газах минеральных источников Эльбрусского (*1*) и Казбекского (*2*) районов

В распределении концентраций СО на территории Эльбрусской вулканической области улавливается определенная закономерность — они максимальны в непосредственной близости от вулкана Эльбрус. Наиболее высокие концентрации — до 0,07% об. отмечаются в западном секторе Приэльбрусья в верховьях рек Кубань, Битиктебе, Чемарткол (СО<sub>средн</sub> = 0,01% об). В других секторах Приэльбрусья содержание СО заметно ниже — СО<sub>средн</sub> здесь варьирует от 0,001 до 0,007% об.

Однако и в этих секторах наиболее высокие концентрации оксида углерода встречаются в источниках, располагающихся ближе всего к вулкану — источники Джилы-су на р. Малка, Ирикнарзан, Тохана-верхний, Кизилкол (см. Прило-



**Рис. 5.26.** Соотношение концентраций СО и О<sub>2</sub> в спонтанных газах углекислых источников Большого Кавказа Пунктирная линия — линия предполагаемого тренда

жение 6). В этих газопроявлениях содержание СО достигает 0,035% об. Довольно высокие концентрации СО отмечаются и в некоторых скважинах КМВ (до 0,036% об., см. Приложение 6).

Таким образом, повышенные концентрации оксида углерода в газах Приэльбрусья, очевидно, ассоциируются с вулканическими центрами района.

Схожая тенденция проявляется и в источниках Северной Осетии — содержание оксида углерода увеличивается вблизи молодых вулканических образований (Казбек, Тепли, Кубус — источники Верхнекармадонский, Хилаг, Кубус, Танадон) до 0,001–0,0034% об. Однако эта закономерность не прослеживается на южном склоне Большого Кавказа в источниках Кельского вулканического района (на территории Южной Осетии).

Высокие концентрации СО (до 0,001–0,01% об.) иногда встречаются и на удалении от вулканических центров, например, к северу от Эльбруса в Моноклинальной зоне (источники: Долина Нарзанов, Картджурт, Индыш, Тызыл, нижний нарзан и др.). Все эти водопроявления ассоциируются с выходами угленосных отложений раннеюрского возраста или с осадочными комплексами палеозоя.

В целом, создается впечатление, что увеличение концентрации этого газа происходит при формировании вод в зонах температурных аномалий, связанных с очагами молодого вулканизма и/или циркулирующих в отложениях, содержащих большое количество углеродсодержащего материала. Однако при этом корреляция с концентрацией метана отсутствует, но отмечается прямая корреляция CO с содержанием кислорода<sup>4</sup> (рис. 5.26).

Поэтому, мы считаем, что высокие концентрации оксида углерода в газах, ассоциирующихся с молодыми вулканическими образованиями, очевидно, появляются в результате высокотемпературного взаимодействия инфильтрационных вод, содержащих кислород, с вмещающими углеродсодержащими породами. Вероятно, в таких условиях происходит неполное окисление органического вещества. Если эта модель формирования газового состава верна, то из нее следует, что кислородсодержащие воды проникают довольно глубоко в массивы горных пород вплоть до «базиса» циркуляции. При этом остаточные количества кислорода сохраняются и в восходящих потоках минеральных вод.

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Эта корреляция также указывает на то, что присутствие кислорода в пробе не связано с ее заражением воздухом при отборе или в ходе анализа. Вероятно, значительная часть кислорода имеет естественное происхождение и наследуется из инфильтрационных вод, смешивающихся в субповерхностной зоне с минеральной водой.

### 5.7. Источники компонентов газовой фазы

#### Общие положения

Локализация углекислых вод в районах молодого вулканизма позволяет предполагать, что в формировании их газовой фазы принимают участие летучие, выделившиеся непосредственно из магматического расплава и/или возникшие при его взаимодействии с вмещающими породами (магматогенные или магматогеннометаморфогенные газы). Наряду с этим, в газах также могут присутствовать компоненты, образующиеся в осадочных породах, например, при разложении органического вещества, или газы атмосферного происхождения, поступающие в водоносные горизонты вместе с инфильтрационными водами.

Определить роль каждого источника можно, используя изотопные характеристики газов. Например, отношение концентраций изотопов гелия ( ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He) позволяет различать гелий корового и мантийного генезиса. В природных газах это отношение варьирует в пределах трех порядков — от ~ $1 \cdot 10^{-8}$  в древней континентальной коре до 1,2 $\cdot 10^{-5}$  в верхней мантии (резервуаре MORB). Соответственно, промежуточные значения  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He в газах указывают на смешение мантийных и коровых компонентов. Данные об изотопном составе гелия и его концентрации в газе помогают уточнить генезис углекислоты и метана.

Другие изотопные характеристики инертных газов ( $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar) позволяют определить соотношение концентраций атмосферного и глубинного (радиогенного) аргона, а также оценить степень контаминации газов (по величине  $^{20}$ Ne/ $^{4}$ He) гелием атмосферного происхождения (см. главу 2).

### Изотопный состав гелия

Наиболее полная сводка изотопно-гелиевых характеристик газов Кавказского региона приведена в статье [Polyak et al., 2000]. Региональные закономерности распределения величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в углекислых, азотных и метановых газах Кавказского региона обсуждались выше (см. главу 4). Эти исследования показали, что практически во всех углекислых водах Северного Кавказа имеется заметная примесь мантийного гелия —  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} > (10-20)\cdot 10^{-8}$ , в то время как для азотных и метановых газов более характерны низкие (коровые) значения  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = < 10\cdot 10^{-8}$ . Максимальные значения  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} =$ до  $(0,5-0,9)\cdot 10^{-5}$  отмечены в Приэльбрусье (в источниках Джилы-су на реках Битиктебе и Малка).

Для того чтобы выяснить особенности распределения величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в районе молодого вулкана, мы провели в 1998–2003 гг. детальное опробование газов из источников Приэльбрусского района на изотопы гелия (см. табл. 5.3).

Эти исследования показали, что в непосредственной близости от вулкана отмечается высокая неоднородность распределения величин изотопно-гелиевого отношения. При удалении от вулкана в северном и западном направлениях происходит резкое снижение величин R от (0,5-0,6)·10<sup>-5</sup> на расстоянии 9-12 км от вулкана, до ~0,2.10<sup>-5</sup> на расстоянии более 15 км. Важно отметить, что границы высоких величин *R* в общем соответствуют границам кальдеры, выделенной по геоморфологическим данным [Богатиков и др., 1998] (рис. 5.27, см. цв. вкл.). Особенно хорошо это выражено в северном и западном секторах Приэльбрусья (рис. 5.28, см. цв. вкл.). В южном, восточном и северовосточном секторах эта изотопно-гелиевая аномалия простирается далеко за границы кальдеры, охватывая северный и южный склоны Большого Кавказа и распространяясь по долине р. Баксан до г. Тырныауз. Восточная граница этой аномалии, вероятно, проходит по водоразделу рек Баксан и Чегем. Таким образом, вулканическая постройка Эльбруса расположена асимметрично относительно центральной части изотопно-гелиевой аномалии, находясь на ее западной периферии.

Наличие такой изотопно-гелиевой аномалии указывает на высокую активность мантии в Приэльбрусье, а также на то, что область высокой мантийной активности простирается далеко за границы кальдеры Эльбруса на восток, север и юг. По своей конфигурации аномалия, повидимому, соответствует проекции глубинного вулканического очага на поверхность земли.

Это предположение согласуются с результатами других исследований [Богатиков и др., 2002; Шемпелев и др., 2005], которые показывают, что вулканическая постройка Эльбруса находится на западной периферии обширной зоны разуплотнения горных пород. Она интерпретируется как магматическая камера, заполненная расплавом и располагающаяся на глубине 2–3 км ниже уровня океана. Границы этой зоны примерно соответствуют изолинии  $R = (200-250) \cdot 10^{-8}$  (см. рис. 5.28).

Известно, что последнее извержение Эльбруса происходило в историческое время (в I–II в. н.э.) [Богатиков и др., 1998, 2001], что относит его к разряду действующих вулканов, а также указывает на потенциальную вулканическую опасность этого района Кавказа в целом. В случае активизации вулканических процессов возможно не только оживление Эльбруса, но и появление новых вулканических центров. Поэтому можно предполагать, что выявленная изотопно-гелиевая аномалия очерчивает область потенциальной вулканической опасности в Приэльбрусье.

Также обращает на себя внимание тот факт, что лакколиты КМВ, относящиеся, как и Эльбрус, к новейшей фазе вулканизма, находятся в зоне более низких значений  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  (~90·10<sup>-8</sup>). Ранее было показано [Polyak at al., 2000], что снижение величин R в газах источников, расположенных к северо-западу от Эльбруса, коррелирует с увеличением величины <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в позднемиоценовых лакколитах КМВ (см. рис. 4.2), что отражает различную степень контаминации мантийных дериватов (расплавов и содержащихся в них газов) коровым веществом. Однако такие различия могут отражать и временные закономерности эволюции новейшего вулканизма на Северном Кавказе — обогащение мантийными компонентами магм более поздних генераций. В отличие от вулканитов Эльбруса, лакколиты КМВ сформировались намного раньше — в плиоцене.

На возможность такой эволюции, в частности, указывает антидромный характер изменения химического состава вулканитов Эльбруса [Милановский, Короновский, 1960, 1973], а также признаки присутствия перегретых силикатных расплавов в продуктах его поздних извержений [Газеев и др., 2001]. Эти признаки дают основание предполагать, что на ранних стадиях развития региона вулканиты не только КМВ, но и всей Эльбрусской области могли быть сильнее контаминированы коровым веществом. Следовательно, эти расплавы могли отличаться от расплавов последних извержений более низкими значениями *R*.

Закономерности распределения величин <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не в Кельско-Казбекском районе изучены менее детально. Максимальные величины R (до 690·10<sup>-8</sup>) здесь локализуются на южном склоне Большого Кавказа, обрамляя Кельское вулканического нагорье и Джавский вулканический район (см. рис. 4.5). На рисунке видно, что Казбек, как и

Эльбрус, располагается не в центре изотопногелиевой аномалии, а на ее периферии. На северном склоне вулкана значения *R* быстро снижаются со 190.10<sup>-8</sup> в Верхнекармадонских источниках до 27.10<sup>-8</sup> в Нижнекармадонских. Южнее вулкана, в Верхнетерской депрессии, которая по некоторым представлениям образовалась в результате обрушения опорожненной вулканической камеры [Милановский, Короновский, 1973], значения *R* существенно выше — 250-10<sup>-8</sup> в источнике Паншети и 660.10<sup>-8</sup> в источнике Надибаани. Соответственно в Казбекском сегменте Большого Кавказа область повышенных значений R не проникает в глубь Скифской плиты и ограничивается примерно осевой частью Бокового хребта (более подробно о северной границе Казбекского района см. в главе 4).

## Флюктуации изотопного состава гелия во времени

В геологически однородных блоках латеральные вариации величин R незначительны и обычно не превышают ошибку лабораторных измерений (5–10%). Судя по результатам предыдущих исследований, столь же постоянны значения Rв большинстве водопроявлений Приэльбрусья и КМВ и при опробовании в разные годы (см. табл. 5.3, а также см.: Мариинский нарзан, Джаланкол, Индыш, Картжурт и др. в [Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000]).

Однако вблизи Эльбруса эти закономерности нарушаются. В нарзанах по р. Битиктебе (Джилысу или Тархор-нарзан), величина изотопно-гелиевого отношения в разные годы изменялась от  $0,55\cdot10^{-6}$  до  $0,87\cdot10^{-5}$ , будучи в среднем около  $0,3\cdot10^{-5}$ . При опробовании в 1998 г. здесь же наблюдалась высокая дисперсия величин *R* в соседних грифонах. Несмотря на то, что источники располагаются близко друг от друга — от первых десятков до первых сотен метров (рис. 5.29), диапазон вариаций *R* —  $(0,18-0,32)\cdot10^{-5}$  — существенно превышает точность измерения *R*, давая при этом почти то же среднее значение —  $0,26\cdot10^{-5}$ .

Такие вариации *R* как по площади, так и во времени (при опробовании в разные годы), по-видимому, указывают на высокую динамичность системы и современную активность в вулканическом аппарате. В районе КМВ подобных эффектов не отмечается из-за установившейся гомогенизации флюидов вокруг плиоценовых лакколитов.


**Рис. 5.29.** Схема расположения точек опробования в долине р. Битиктебе Цифрами обозначены величины (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He)·10<sup>-8</sup> (жирным шрифтом отмечены пробы 1998 г., светлым шрифтом — данные из [Polyak et al., 2000])

Сходные вариации величины R во времени и пространстве наблюдались на некоторых действующих вулканах Японии и Южной Америки [Sano et al., 1984, 1990]. Подобная аналогия лишний раз подтверждает, что Эльбрус не является потухшим вулканом. В связи с этим кажется перспективным использовать изотопногелиевые данные (в сочетании с сейсмологическими, геодезическими и геотермическими наблюдениями) для мониторинга и прогноза активности вулкана. Это позволило бы отфильтровать вариации *R*, не связанные с изменениями собственно вулканической активности — обусловленные, например, гидрогеологическими факторами (изменением объемных соотношений мантийных и коровых флюидов, связанных с сезонными колебаниями инфильтрационного питания подземных вод).

## Соотношение концентрации и изотопного состава гелия

Анализ соотношения концентрации гелия, [He], и величины  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He (рис. 5.30) показывает, что, если оперировать всеми данными, известными для Северного Кавказа, то эта зависимость имеет обратный характер [Поляк и др., 1998]. При этом, как было показано в этой же работе, она утрачивает такой вид, если группировать фигуративные точки по отдельным районам, где диапазоны изменений *R* относительно невелики, например, для района KMB. Аналогичные результаты были получены нами и для Приэльбрусья. Однако здесь, в отличие от КМВ, величина *R* варьирует в более широком интервале значений. При этом для источников, в газах которых [He] < 5 *ppm*, корреляция этих параметров становится положительной (см. рис. 5.30). Такое взаимоотношение величины *R* и [He] указывает, что в формировании углекислых газов Северного Кавказа помимо мантийного резервуара (MORB) участвуют еще два. Первый из них коровый (кора) — с высокой концентрацией гелия и низкими величинами *R*, а второй — метаморфогенный (*m*), отличающийся от остальных резервуаров ультранизкими концентрациями He (< 5 *ppm*) и значением *R* ~100·10<sup>-8</sup>.

Обращает также на себя внимание и то, что концентрации гелия в газах Приэльбрусья, имеющих субмантийные изотопно-гелиевые метки, на один–три порядка ниже значения 100 *ppm*<sup>5</sup>, вы-

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> При этих оценках следует принимать во внимание, что значение концентрации гелия в газах верхней мантии (100 *ppm*) было получено по результатам исследования газово-жидких включений в стеклах закаливания океанических базальтов. Поэтому эти оценки не учитывают влияние процессов растворения–дегазации в системе «газ–вода». Эти процессы, очевидно, могут сильно изменить соотношение [CO<sub>2</sub>]/[He], на что косвенно указывает большой разброс [He] в пределах трех порядков величины в газах KMB (см. рис. 5.30). Аналогичная ситуация отмечается в газах Тункинской впадины (Забайкалье), где при «околомантийных» *R* (~1000·10<sup>-8</sup>) концентрация гелия в некоторых случаях (200–1200 *ppm*) оказывается существенно выше, чем в верхней мантии.



текающего из величины отношения [CO<sub>2</sub>]/[He], которая приписывается резервуару MORB [Marty, Tolstikhin, 1998]. Это также свидетельствует о разбавлении мантийных газов немантийным компонентом с ультранизким содержанием He — в данном случае, очевидно, метаморфогенной углекислотой.

Здесь также следует заметить, что влияние процессов растворения-дегазации CO<sub>2</sub> и He, вероятно, не может привести к росту величин [CO<sub>2</sub>]/[He], поскольку в случае частичного растворения-дегазации газовой фазы спонтанная фаза должна обогащаться наименее растворимым компонентом — гелием, что, в конечном итоге, приведет к снижению величины [CO<sub>2</sub>]/[He].

Таким образом, анализ соотношения концентрации гелия и величины *R* показывает, что углекислота в Приэльбрусье имеет смешанный генезис — вулканогенно-метаморфогенный. При этом, судя по концентрации гелия, доля метаморфогенной составляющей на два-три порядка превышает манитйную.

#### Изотопный состав аргона

Судя по величине <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar, аргон в углекислых газах почти исключительно воздушного происхождения и лишь иногда содержит незначительную примесь радиогенного компонента, повышаясь в районе KMB до 319 (см. табл. 5.3, в районе KMB — Ессентуки, обр. DB-8910). Характерной особенностью некоторых газов минеральных ис**Рис. 5.30.** Соотношение концентрации гелия и величины <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в минеральных водах центральной части Кавказа

*1–3* — газы минеральных вод: *1* — Приэльбрусья, *2* — КМВ, *3* — источников других районов Большого Кавказа; *4* — линии смешения мантийного флюида с газами коры и «метаморфогенного» резервуара (*m*); *5*, *6* поля фигуративных точек газов Приэльбрусья (*5*) и КМВ (*6*)

точников в ближайших окрестностях Эльбруса (долины рек Битиктебе и Малка) являются значения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ , опускающиеся до 285, т.е. ниже атмосферной метки 295,4. Подобные отличия превышают точность лабораторного определения этой величины (1%). В источнике Джилы-су на Малке «избыток» <sup>36</sup>Ar отмечался при опробовании в 1966 г. [Чердынцев, Шитов, 1967]. Подобные эффекты обогащения газов легким изотопом аргона характерны и для других районов современного вулканизма, например, для гидротерм Камчатки и Курильских островов [Чердынцев, Шитов, 1967]. Эти исследователи считали такие газы «проявлениями древней, первичной атмосферы» (там же, с. 620), однако сейчас это принято связывать с фракционированием изотопов аргона в гидротермальных системах [Прасолов, 1990].

Какая-либо статистически значимая взаимосвязь в системе ( ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ )–( ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ ) в исследованных газах отсутствует, хотя и можно отметить низкие значения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  в пробах с максимальным  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  (рис. 5.31). Это указывает на разный генезис высоких величин  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ и  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ . Исходя из величин отношения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} > 1000$ , приписываемых верхней мантии [Прасолов, 1990], можно было бы ожидать в нарзанах Приэльбрусья ее прямую корреляцию с величиной  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ .

Однако активное участие инфильтрационных вод, участвующих в формировании минеральных источников, обеспечивает присутствие высоких концентраций атмосферного аргона, концентрация которого намного превышает содержание аргона «мантийного» происхождения.



Поэтому величина аргонового отношения в углекислых водах близка к атмосферному. Наблюдаемый же характер связи  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He и низких значений  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar около Эльбруса, по-видимому, имеет парагенетический характер и связан с фракционированием изотопов воздушного аргона в местах наиболее интенсивного выделения углекислоты.

Наиболее крупные очаги разгрузки последней ассоциируются с молодыми вулканическими центрами.

#### Изотопный состав углерода в СО,

В термальных водах района КМВ изотопный состав углерода в  $CO_2$  изучался достаточно подробно [Зорькин и др., 1981; Войтов и др., 1994, 1996, 1998; Потапов и др., 1998], однако по Приэльбрусью до последнего времени имелись лишь отдельные определения [Кравцов и др., 1974; Буачидзе, Мхеидзе, 1989]. Наши данные отчасти восполняют этот пробел (табл. 5.4) [Лаврушин и др., 2001; Лаврушин, Поляк и др., 2005].

#### Флюктуации

#### изотопного состава углерода во времени

Изотопный состав углекислоты немного меняется во времени. Режимное опробование ис**Рис. 5.31.** Соотношение величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в минеральных водах Северного Кавказа *1*, *2* – газы: 1 – Приэльбрусья, *2* – КМВ

*I*, 2— газы: 1— Приэльбрусья, 2— КМВ и Грузии

точника Джилы-су на Битиктебе (ванна № 1) в течение 12 дней, проведенное с интервалом 2–3 суток, показало, что величина  $\delta^{13}$ С в газах варьировала от –5,9 до –6,4‰. В пробе газа, отобранной через год, значение  $\delta^{13}$ С составляло –5,4‰.

Разновременное опробование других источников (Уллукам, Нарзан-Ледниковый, Битиктебе) показало, что вариации изотопного состава углекислоты, как правило, не превышают 1‰ (см. табл. 5.4).

Исключение составляют газы Джилы-су на р. Малка (верхняя ванна, обр. 16/98 и 10/00). Здесь изотопный состав углекислоты через два года оказался на 2,8% тяжелее (-5,8 и -3,0%, соответственно).

## Пространственная изменчивость изотопного состава углерода

По простиранию Главного хребта Большого Кавказа самые высокие значения  $\delta^{13}$ С (от –8 до –5% PDB) обнаруживаются в районе вулкана Эльбрус (среднее –6,9%, n = 55). Газы с таким изотопным составом CO<sub>2</sub> отличаются и самыми высокими значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (рис. 5.32 и 5.33, *a*), т.е. по изотопным характеристикам не только гелия, но и углерода они аналогичны газам верхней мантии (MORB —  $\delta^{13}$ C = –5÷–8% [Галимов, 1968; Javoy et al., 1986]).

Номер	M	Дата	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	$\delta^{13}C(CO_2),$	Литературный
пробы	местоположение пунктов опросования	отбора	ИЗМ.	испр.	<i>%</i> 。	источник
	Эльбрусская вулка	ническая обл	асть			
	Район	KMB				
_	Новоблагодарненское, скв. 49а, 559 м	< 1981	-	66	-10,0	8
-	Новоблагодарненское, скв. 46, 527-685 м	10.92	-	77	-5,2	3
_	Новоблагодарненское, скв. 46, 527-685 м	< 1981	-	77	-10,0	8
-	Новоблагодарненское, скв. 1-КМВ, 1370–1422 м	< 1981	_	108	-4,0	8
-	Новоблагодарненское, скв. 1-КМВ, 1370–1422 м	10.92	-	111	-4,0	3
9011	Новоблагодарненское	1990	_	-	-6,7	1
9008	Железноводск, скв. Славяновская	1990	_	-	-3,9	1
-	Железноводск, скв. Славяновская	< 1981	_	73	-3,0	8
-	Железноводск, Смирновский-1, 32,2 м	< 1981	-	-	-5,6	8
-	Железноводск, Смирновская (Семашко)	< 1989	-	82	-3,3	2
-	Железноводск, скв. 69	27.09.1995	-	71	-6,9	10
-	Пятигорск, скв. 19, 330 м	25.09.1995	-	59	-6,0	6
8912	Пятигорск, скв. 19, 330 м	1989	-	59	-2,2	1
-	Пятигорск, скв. 19, 330 м	< 1989	-	59	-3,2	2
-	Пятигорск, скв. 19, 330 м	< 1981	-	59	-3,8	8
-	Пятигорск, скв. 16, 384 м	< 1981	-	59	-4,9	8
-	Пятигорск, Новокрасноармейская скв., 120 м	< 1981	-	-	-4,0	8
-	Пятигорск, скв. 1	< 1989	-	-	-1,4	2
-	Ессентуки, скв. 1, 570,7 м	< 1981	-	-	-10,5	8
-	Ессентуки, скв. 418-б	< 1989	-	-	-3,0	2
-	Ессентуки, скв. 360	< 1989	-	-	-3,8	2
-	Кисловодск, скв. 8	< 1989	-	-	-1,9	2
-	Кисловодск, скв. 7	< 1989	-	-	-3,5	2
-	Кисловодск, нарзан	< 1989	-	-	-2,3	2
-	Кисловодск, 1-ОП	27.04.1995	-	49	-5,9	5
8907	Кисловодск, скв. 5-О	1989	-	81	-3,6	1
-	Нагутская, скв. 26-н	06.08.1993	46	46	-12,6	4
-	Нагутская, скв. 9-р	< 1989	46	46	-4,0	2
	Северо-западный сег	ктор Приэлы	брусья			
9001	Ист. Красный Восток	1990	_	40	-4,1	1
12/98	Мариинский нарзан	29.07.1998	41	41	-5,3	1
8905	Индыш, нарзан	1989	60	58	-4,4	1
_	Индыш, скв. в реке	< 1989	71	71	-8,8	2

#### Таблица 5.4. Изотопный состав углерода спонтанной CO2 углекислых источников Большого Кавказа

Номер	Maarawayaa wuxaa ayaafaaayya	Дата	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	$\delta^{13}C(CO_2),$	Литературный
пробы	местоположение пунктов опросования	отбора	ИЗМ.	испр.	%0	источник
2/99	Индыш, нарзан	04.08.1999	-	-	-5,9	1
3/99	Джаданкол, нарзан	04.08.1999	-	133	-6,6	1
11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	29.07.1998	183	184	-9,1	1
8906	Горалы, нарзан	1989	50	49	-3,4	1
_	Горалы-кол, нарзан	< 1989	-	-	-2,1	2
_	Горалы-кол, скв.	< 1989	-	-	-3,8	2
23/01	Горалы-кол (Джемагат), нарзан № 2	29.07.2001	-	-	-4,8	1
24/01	Горалы-кол, Главный (Джемагат) нарзан	29.07.2001	-	-	-5,2	1
25/01	Теберда, санаторий, скв. 22Э-бис, 400 м	30.07.2001	-	_	-6,8	1
26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	31.07.2001	-	-	-10,2	1
3/00	Джингирик, скв. (сел. Верхняя Теберда)	12.07.2000	-	_	-2,4	1
15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	07.09.1999	156	156	-4,2	1
16/99	Тызыл, нижний нарзан	07.09.1999	146	149	-2,7	1
16/01	Шаушаиб, нарзан	24.07.2001	_	_	-5,7	1
17/01	Аманкол, нарзан	25.07.2001	_	_	-4,5	1
	Северный секто	р Приэльбрус	ъя	1	1	
13/98	Тохана-нижний, нарзан	29.07.1998	251	251	-5,8	1
14/98	Тохана-верхний, нарзан	30.07.1998	342	342	-8,0	1
16/98	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	02.08.1998	542	542	-5,8	1
10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	06.08.2000	_	_	-3,0	1
17/98	Малка, слабительный нарзан	02.08.1998	171	171	-5,9	1
18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	02.08.1998	612	612	-5,8	1
14/99	Чемарткол, верхний нарзан	20.08.1999	214	225	-5,9	1
_	Долина Нарзанов, нарзан	-	145	145	-	-
15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	30.07.1998	220	220	-4,3	1
	Западный секто	р Приэльбрус	ъя	1	1	
_	Битиктебе (Джилы-су, 18 °С)	< 1989	_	_	-5,2	2
_	Битиктебе	26.07.1998	_	_	-6,2	1
6/98	Джилы-су, ванна № 3 (Битиктебе), нарзан	26.07.1998	176	176	-7,8	1
9-1/99	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	13.08.1999	_	_	-5,9	1
9-5/99	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	17.08.1999	_	_	-6,4	1
_	Битиктебе (Тархор-Нарзан)	-	55	55	_	1
9-10/99	Битиктебе, Тархор-Нарзан (Джилы-су), ван- на № 1	22.08.1999	215	231	-6,1	1
9-12/99	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	25.08.1999	_	_	-6,4	1
1/00	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	07.07.2000	_	_	-5,4	1

#### Таблица 5.4. Продолжение

Номер	Maarawayaa waxaa ayaafaaayaya	Дата	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	$\delta^{13}C(CO_2),$	Литературный
пробы	местоположение пунктов опросования	отбора	ИЗМ.	испр.	%0	источник
9/98	Грязелечебница (Битиктебе), нарзан	28.07.1998	239	239	-6,0	1
3/98	Нарзан «питьевой» на правом берегу р. Битик- тебе	25.07.1998	311	311	-6,1	1
4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	25.07.1998	222	222	-6,1	1
5/98	Нарзан на правом берегу р. Битиктебе	26.07.1998	288	289	-6,2	1
10/99	Нарзан на правом берегу р. Битиктебе	14.08.1999	293	301	-6,1	1
7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	26.07.1998	138	138	-6,3	1
13a/99	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, в 50 м выше 13б/99	17.08.1999	260	262	-6,5	1
136/99	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, в 1,5 км ниже р. Джилы-су	17.08.1999	-	-	-6,6	1
8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	27.07.1998	216	216	-7,1	1
10/98	Холодный нарзан (Битиктебе)	28.07.1998	311	311	-6,4	1
11/99	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	15.08.1999	147	150	-3,9	1
12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	15.08.1999	210	217	-6,0	1
22/01	Учкуланичи, нарзан	27.07.2001	-	-	-7,7	1
5/00	Учкулан, скв.	13.07.2000	-	-	-6,5	1
1/98	Уллукам, верхний нарзан	22.07.1998	277	277	-7,1	1
4/99	Уллукам, верхний нарзан, повтор 1/98	05.08.1999	244	246	-7,7	1
2/98	Уллукам, нижний нарзан	23.07.1998	160	160	-8,0	1
5/99	Уллукам, нижний нарзан, повтор 2/98	05.08.1999	178	178	-7,9	1
46/99	Уллукам, правобережный нарзан	11.08.1999	243	246	-7,4	1
6/99	Нарзан Ледниковый (р. Уллукам)	07.08.1999	521	539	-6,8	1
6-99/00	Нарзан Ледниковый (р. Уллукам)	23.07.2000	-	-	-5,7	1
-	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	< 1989	-	-	-5,0	2
4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	13.07.2000	-	-	-4,1	1
7/99	Керт-Мели (Магомет-Нарзан)	09.08.1999	115	109	-6,2	1
_	Керт-Мели (Магомет-Нарзан)	< 1989	-	-	-6,3	2
8/99	Махар-нарзан	09.08.1999	148	149	-6,6	1
	Юго-восточный и южны	й секторы П	риэльбрус	ЪЯ		
_	Терскол, нарзан	< 1989	260	260	-7,2	2
-	Баксан, верхняя скв.	< 1989	-	-	-8,6	2
_	Ист. на р. Баксан	< 1974	-	-	-6,7	9
17/99	Кыртык, нарзан	10.09.1999	329	338	-6,2	1
18/99	Ирик-нарзан	15.09.1999	283	306	-7,7	1
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	15.09.1999	491	514	-6,4	1
20/99	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	16.09.1999	207	223	-7,8	1

#### Таблица 5.4. Продолжение

Номер	Maama aa	Дата	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	$\delta^{13}C(CO_2),$	Литературный
пробы	местоположение пунктов опросования	отбора	ИЗМ.	испр.	%0	источник
7/00	Нарзан Эльбрусский южный	22.07.2000	-	-	-6,4	1
21/99	Нейтрино, вода Эльбрус, нарзан	16.09.1999	406	420	-8,0	1
22/99	Шхельда, нарзан	17.09.1999	-	-	-7,1	1
12/01	Тырныауз, скв.	21.07.2001	-	_	-9,9	1
5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	14.07.2001	-	_	-9,7	1
	Казбекская вулканическая область (тер	оритория Сес	верной и	Южной	Ocemuu)	
3a/01	Ахсу, нарзан в правом борту р. Кара-су	12.07.2001	-	-	-10,6	1
30/00	Нарзан в левом борту р. Харес	18.09.2000	-	-	-8,1	1
38/00	Зарамаг 1, скв.	25.09.2000	254	256	-10,8	1
39/00	Верхний Кармадон, нарзан	26.09.2000	189	190	-7,4	1
-	Нижний Кармадон, скв. 28	05.08.1988	27	27	-11,3	11
-	Редант, скв.4р	23.08.1988	_	-	-2,3	11
-	Тамиск скв.	26.08.1988	13,8	11	-3,5	11
_	Урсдон, скв. 3-Г	01.09.1988	-	-	-3,0	11
_	Урсдон, скв. 311	02.09.1988	-	-	0,1	11
_	Ист. в Таргимском	05.08.1987	_	_	-10,4	11
_	Тарский ист.	23.08.1987	-	-	-10,8	11
_	Ист. в 3 км восточнее пос. Таргим	03.08.1987	-	-	-12,4	11
_	Ист. на водоразделе Асса-Камилеевка	27.08.1987	-	-	-12,2	11
3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	12.07.2003	215	228	-8,2	1
7/03	Зруг-дон, нарзан	20.07.2003	-	-	-7,5	1
14/03	Калиат, нарзан	22.07.2003	-	-	-7,2	1
17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	22.07.2003	-	-	-8,2	1
20/03	Ермани, верхний нарзан	26.07.2003	-	-	-4,1	1
23/03	Едисса, нарзан	26.07.2003	-	-	_4,4	1
26/03	Бритата, нарзан	27.07.2003	-	-	-4,9	1
	Северо-Запад	ный Кавказ				·
31-1/01	Лабинск, скв. 1л-бис, 2280 м	06.08.2001	-	-	-18,1	1
29-2/01	Лаштракский нарзан, Святой ист.	04.08.2001	-	-	-8,4	1
30/01	Нарзан на правом берегу р. Лаштрак	04.08.2001	-	-	-8,9	1
	Западный Кавказ (д	олина р. Мзь	имта)			
35/01	Пслух-верхний, нарзан	12.08.2001	-	-	-11,0	1
38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	15.08.2001	-	-	-9,9	1
39/01	Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), нарзан	16.08.2001	-	-	-6,7	1
40/01	Чвижепсе, скв. 7, 700 м	17.08.2001	_	_	-5,4	1

#### Таблица 5.4. Продолжение

Номер пробы	Местоположение пунктов опробования	Дата отбора	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I изм.	Не)·10 <sup>-8</sup> испр.	$\delta^{13}C(CO_2),$ %00	Литературный источник
	Восточный Кав	каз (Дагеста	ин)			
_	Ист. Тиндинский № 1	_	_	-	-8,9	7
-	Инхоквари, ист.	_	-	35	-10,8	7

#### Таблица 5.4. Окончание

*Примечание*. Литературный источник: 1 — данная работа; 2 — Буачидзе, Мхеидзе, 1989; 3 — Войтов и др., 1993; 4 — Войтов и др., 1994; 5 — Войтов и др., 1996; 6 — Войтов и др., 1998; 7 — Газалиев и др., 1982; 8 — Зорькин и др., 1981; 9 — Кравцов и др., 1974; 10 — Потапов и др., 1998; 11 — Соколовский и др., 1992.



**Рис. 5.32.** Соотношение величин  $\delta^{13}$ С и <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в спонтанных газах углекислых вод Приэльбрусья (*1*), плато Бечасын (*2*) и района KMB (*3*)

Пунктирные линии — диапазоны вариаций  $\delta^{13}$ С в газах верхней мантии (MORB) по [Javoy et al., 1986]

Однако характеризуясь «субмантийными» изотопными метками гелия и углерода, газы Приэльбрусья отличаются существенно более высокими отношениями [CO<sub>2</sub>]/[He] (на одинтри порядка), чем в резервуаре MORB [Marty, Tolstikhin, 1998]. Это, как и низкие концентрации гелия (см. рис. 5.30), указывает на то, что в их формировании может участвовать дополнительный — не магматогенный источник CO<sub>2</sub>, характеризующийся сходным изотопным составом углерода (см. выше). Теоретически таким источником могут быть гидротермальные карбонаты, сформированные на предшествующих

115

стадиях магматической деятельности с участием магматогенной CO<sub>2</sub> и разлагающиеся в настоящее время под влиянием современного энергетического импульса.

В восточном секторе Северного Кавказа (восточнее Эльбруса) — в углекислых источниках Северной Осетии и Дагестана — величина  $\delta^{13}$ С снижается, изменяясь от –10,8 до –7,4‰ (среднее –10,1‰, n = 6) [Газалиев и др., 1982; Соколовский и др., 1992]. К западу от Эльбруса в Пхейских (Лаштракских) и Краснополянских нарзанах отмечается та же тенденция — величина  $\delta^{13}$ С в них изменяется в диапазоне от –11,0 до –5,4‰ (среднее –8,9‰, n = 7).

В транскавказском направлении изменчивость изотопного состава углекислоты рассмотрена на примере Приэльбрусья. К северу от Эльбруса (в районе КМВ) значения  $\delta^{13}$ С в СО<sub>2</sub> увеличиваются до  $-4,0\div-1,4\%$  (см. рис. 5.33, a-e). Наряду с изотопно-тяжелой СО<sub>2</sub> в некоторых источниках КМВ встречается и изотопнолегкая ( $\delta^{13}$ С от -12,6 до -9%). Аналогичная тенденция отмечается и в газах минеральных источников Северной Осетии [Соколовский и др., 1992].

Появление изотопно-легкой углекислоты, очевидно, связано с окислением органического вещества осадочного происхождения. Появление же высоких значений  $\delta^{13}$ С (СО<sub>2</sub>) обычно связывают с процессами термометаморфического разложения осадочных карбонатов [Кучер и др., 1989; Войтов и др., 1994, 1996]. На наш взгляд, такое разложение вполне могло иметь место во время внедрения интрузий КМВ, но вряд ли продолжается в настоящее время, так как близповерхностные интрузии давно остыли, а мощность терригенно-карбонатного осадочного чехла в районе не превышает 2000 м. Следовательно, вступать в контакт с глубинными магматическими очагами осадочные карбонаты в настоящее



**Рис. 5.33.**  $\delta^{13}$ С в спонтанной CO<sub>2</sub> минеральных источников Приэльбрусья (*a*), плато Бечасын (*б*) и района KMB (*в*)

время не могут. В связи с этим более вероятным представляется низкотемпературное растворение осадочных карбонатов растворами, обогащенными магматогенной углекислотой. Впрочем, учитывая геологическую обстановку района KMB, мы также не можем исключить некоторого участия и метаморфогенной CO<sub>2</sub>, сохранившейся в юрско-меловых водоносных горизонтах KMB с момента внедрения интрузий в осадочный чехол.

С увеличением доли углекислоты органогенного (< -9%) или осадочного (~0%) происхождения величина <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, как правило, снижается (см. рис. 5.32).

Очевидно, такая тенденция отражает усиление влияния на изотопный состав углекислоты коровых процессов — процессов окисления органического вещества и/или взаимодействия магматических флюидов с карбонатными породами.

Таким образом, на Большом Кавказе углекислота с мантийными значениями  $\delta^{13}$ С обнаруживается только в Эльбрусской вулканической области. За ее пределами она оказывается более изотопно-легкой.

Скорее всего, эти различия обусловлены изменчивостью состава водовмещающих пород — в Эльбрусском секторе Главного хребта это палеозойские гранито-гнейсы, а в Казбекской области и на Западном Кавказе — терригенные (флишоидные) комплексы нижней и средней юры.

С удалением от оси Главного хребта увеличивается роль углекислоты осадочного и органогенного происхождения, что отражает тенденцию возрастания роли осадочных пород в формировании изотопного состава углекислоты.

Если предполагать, что во всех районах Большого Кавказа магматогенная углекислота имеет такой же изотопный состав, как и в Приэльбрусье, то эти данные иллюстрируют высокую изменчивость ее состава при контакте с осадочными породами.

#### Изотопный состав метана в углекислых газах Главного хребта

Выше отмечалось наличие аномалии CH<sub>4</sub> в газах источников Приэльбрусья, локализующихся в осевой части Главного хребта. Эти источники приурочены к выходам кристаллических пород палеозойского возраста и, таким образом, не имеют видимой связи с осадочными комплексами мезозоя.

В пределах Эльбрусской изотопно-гелиевой аномалии повышенными концентрациями метана отличаются газы источников Нарзан Ледниковый (1999 и 2000 гг. отбора), Адыл-су и Шхельда (см. рис. 5.23; см. также рис. 4.1, 5.27 и 5.28). Однако такие же газы разгружаются и за ее пределами — например, Нарзан-Домбай (см. рис. 5.23 и 4.1), или вблизи ее западной границы (Уллукам-нижний).

Таким образом, высокие концентрации метана в углекислых газах Приэльбрусья не всегда связаны с повышенным содержанием мантийного гелия.

Ранее в исследуемом регионе изотопный состав углерода в метане изучался только в минеральных водах КМВ [Зорькин и др., 1981]. В газах источников Приэльбрусья его определения выполнены впервые (табл. 5.5). Самый изотопно-тяжелый метан встречен в газах источников Адыл-Су и Шхельда, расположенных к юговостоку от Эльбруса. Эти источники находятся непосредственно в самом центре изотопно-гелиевой аномалии (см. рис. 5.28). 1988; O'Nions, Oxburgh, 1988], можно грубо оценить вклад мантийного и корового источников в метане (рис. 5.34 и 5.35). Анализ этих построений показывает, что только в пробах с низкими концентрациями CH<sub>4</sub> (<< 0,1% об.) метан может иметь мантийное происхождение. С ростом концентрации CH<sub>4</sub> доля мантийного компонента заметно снижается и при концентрациях CH<sub>4</sub>  $\geq$  1% об., как правило, становится практически незаметной, не превышая 1% от общего содержания метана в газе (см. рис. 5.35).

На рис. 5.34 также видно, что газы Приэльбрусья локализуются заметно левее линии смешения корового и мантийного членов, а часть фигуративных точек располагается вблизи и даже ниже бокса «мантийного члена». Эти данные дают основание предполагать, что характеристики «мантийного конечного члена» для газов

Номер пробы	Местоположение пунктов опробования	δ <sup>13</sup> C(CO <sub>2</sub> ), ‰	$\delta^{13}C(CH_4), \%$
	П	риэльбрусье	
12/01	Тырныауз, скв.	-9,4	-56,5
26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	-9,8	-56,2
2/98	Уллукам, нижний нарзан	-7,1	-53,5
6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Уллукам)	-6,4	-36,8
6/99	Нарзан Ледниковый (р. Уллукам)	-6,4	_
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	-6,2	-22,0
22/99	Шхельда, нарзан	-6,8	-17,2
	Севе	рная Осетия	
38/00	Зарамаг-1, скв.	-10,7	-35,3
26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	-15,8	-30,6

Таблица 5.5. Изотопный состав углерода, углекислоты и метана газов источников Северного Кавказа

Но ближайшие к Эльбрусу источники, располагающиеся на его западном склоне и у его подножия (Нарзан Ледниковый и Уллукамнижний), характеризуются более низкими значениями  $\delta^{13}C(CH_4)$ . Еще более низкие значения  $\delta^{13}C(CH_4)$  обнаруживаются в Домбае и Тырныаузе. Все эти водопроявления приурочены выходам кристаллических пород — к палеозойским гранито-гнейсам и эльджуртинским гранитам (Тырныауз) и, таким образом, в явном виде не связаны с осадочными толщами, потенциально содержащими органические остатки.

Зная соотношение  $[CH_4]/[^3He]$  и используя систематику, предложенную в [Jenden et al.,

Приэльбрусья отличаются от принятых в работе [Jenden et al., 1988].

Поэтому можно заключить, что высокие концентрации метана (от 0,5 до 19,93% об.), отмечаемые в некоторых пробах Приэльбрусья, в том числе и в непосредственной близости от вулкана, имеют коровое происхождение и не связаны с дегазацией мантийных расплавов.

Вместе с тем, изотопный состав углерода в метане кажется связанным с магматической активностью, но не прямо, а косвенно. Действительно, во всех пробах, где в метане определялось значение  $\delta^{13}$ С, примесь мантийной составляющей в гелии не превышала 10% (как правило, она была еще ниже — 1–2%). Но по величине





Линия — график смешения конечных членов: корового ([CH<sub>4</sub>]/[<sup>3</sup>He] =  $3 \cdot 10^{13}$  и 0,01  $R_a$ ) и мантийного ([CH<sub>4</sub>]/[<sup>3</sup>He] =  $3 \cdot 10^6$  и 6,2  $R_a$ ) (по [Jenden et al., 1988])

Рис. 5.35. Соотношение концентрации  $CH_4$  и величины [ $CH_4$ ]/[<sup>3</sup>He] в газах источников Главного хребта (*1*), Передового хребта (*2*), плато Бечасын (*3*) и района KMB (*4*)

Сплошная линия — линия тренда; пунктирные — оценки доли метана мантийного (не осадочного) происхождения относительно общего содержания метана в газе, исходя из величины [CH<sub>4</sub>]/[<sup>3</sup>He] (по [Jenden et al., 1988])  $\delta^{13}$ С(CH<sub>4</sub>) эти пробы сильно различаются (см. табл. 5.5). Наиболее изотопно-тяжелый метан (–22,0 и –17,2‰) оказался в пробах из источников Адыл-су и Шхельда, отобранных в центральной части Эльбрусской изотопно-гелиевой аномалии. К ее периферии величина  $\delta^{13}$ С в метане снижается до –36,8‰ (Нарзан Ледниковый), а затем и до –53,5÷–56,5‰ (Уллукам-нижний, Домбай и Тырныауз).

Известно, что в областях с повышенными значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He отмечаются и более высокие значения теплового потока [Поляк, 1988]. Поэтому можно предположить, что формирование изотопно-тяжелого метана в газах источников Шхельда и Адыл-су связано не с поступлением такого метана из мантийного источника, а с избыточным магматогенным прогревом центральной части изотопно-гелиевой аномалии и протекающими при повышенных температурах процессами изотопного обмена в системе «CO<sub>2</sub>–CH<sub>4</sub>».

Зная значения  $\delta^{13}$ С в сосуществующих метане и углекислоте, можно оценить температуру изотопного равновесия с учетом коэффициентов разделения [Фор, 1989]. Для газов из источников Нарзан Ледниковый, Адыл-су и Шхельда такие температуры имеют значения ~220, 420 и 600 °С, соответственно. Эти результаты согласуются с изотопно-гелиевыми данными и поддерживают представления о термической аномалии, связанной с вулканическим центром Эльбруса.

Глубины генерации метана в коре могли быть различными. Обнаруженный в ближайшем Приэльбрусье изотопно-тяжелый ( $\delta^{13}C = -22,0$  и -17,2%) «высокотемпературный» метан, возможно, выделялся на больших глубинах из осадочных пород Закавказского массива и осадков Палеотетиса, которые в результате коллизии (см., например [Philip et al., 1989]) были пододвинуты (субдуцированы) под горное сооружение Большого Кавказа.

Вместе с тем, присутствие в источниках Главного хребта изотопно-легкого метана ( $\delta^{13}$ C = = -56,2÷-53,5‰) дает основание думать, что образование такого газа происходит на небольших глубинах при относительно низких температурах (< 200 °C). Его источником могут быть терригенные комплексы нижней юры, перекрытые по пологим надвигам кристаллическими породами палеозойского возраста.

Неоднородность же величин  $\delta^{13}$ С, по-видимому, связана с влиянием магматической активности, которая, не внося значимого веществен-

ного вклада, все же оказывает косвенное влияние на состав углеродсодержащих газов, определяя температуру генерации и соответственно изотопные характеристики CH<sub>4</sub>. Очевидно, именно поэтому наиболее изотопно-тяжелый метан отмечается в газах с высокими значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He.

#### 5.8. Травертины как индикатор флюидного режима

#### Карбонатные отложения углекислых источников (общие положения)

Травертины (или известковые туфы) — карбонатные осадки, образующиеся в местах разгрузки подземных вод. Чаще всего они встречаются в районах развития холодных и термальных углекислых (иногда метаново-углекислых и азотно-углекислых) минеральных вод.

Травертины представляют интерес с разных позиций.

Известно, что холодные и термальные углекислые и азотно-углекислые воды приурочены к подвижным поясам Земли — к районам с высокой активностью тектономагматических процессов [Дислер, 1971].

Поэтому находки в древних осадках травертиновых построек или их фрагментов могут маркировать периоды тектономагматической активизации.

Травертиновые образования можно также рассматривать в качестве источника информации о палеосейсмических событиях, не зафиксированных другими методами [Дислер, Автандилова, 1991; Zilberman et al., 2000]. Во время сильных землетрясений на поверхности травертиновых куполов появляются трещины и смещения.

После землетрясения выходы минеральных вод часто меняют свое местоположение, давая начало росту новых генераций травертинов. Предлагается также реконструировать хронологию палеоклиматических событий по данным  $\delta^{18}$ O и  $\delta^{14}$ C травертинов [Poage et al., 2000].

Однако наибольший интерес, с нашей точки зрения, травертины представляют в качестве основы для палеогидрогеологических реконструкций. Их образование происходит преимущественно хемогенным путем, поэтому можно ожидать, что они наследуют некоторые химические и изотопные ( $\delta^{13}C(CO_2)$  и  $\delta^{18}O(H_2O)$ ) особенности исходных газоводных растворов.

С течением времени флюидный режим может меняться. В этом случае травертины (а также, по-видимому, и жильные образования) остаются единственными источниками информации о древних флюидах. Но для использования травертинов в этом качестве необходимо иметь представление о характере перераспределения химических элементов в системе «травертин– вода», а также о масштабах естественных вариаций их изотопно-химических характеристик по простиранию травертиновой постройки.

С этой целью изучались травертины минеральных источников Большого Кавказа.

## Распространение травертинов на Большом Кавказе

На Большом Кавказе известно более 40 современных травертиновых построек. В центральном секторе горного сооружения все они связаны с выходами углекислых вод, а на периферии (Восточный, Западный Кавказ и Куринская впадина) — с разгрузкой метаново-углекислых флюидов. Большинство травертиноотлагающих источников формируется в осадках палеозойского и мезозойского возраста (рис. 5.36, табл. 5.6). В ядре Большого Кавказа, в зоне выхода кристаллических пород раннепалеозойского возраста, травертины встречаются редко. Чаще они приурочены к осадочным и вулканогенно-осадочным комплексам палеозойского и мезозойского возраста.

Площадь травертиновых построек Большого Кавказа, как правило, невелика и варьирует от нескольких десятков до первых сотен квадратных метров. Самые крупные купола известны на северном склоне Большого Кавказа в районе Пятигорска (на склонах горы Машук), в Приэльбрусье (источники Тохана-верхний и в селении Верхний Баксан), в районе вулкана Казбек (Верхнекармадонские источники), а также на Лаштракских (Пхейских или Кислых) источниках, расположенных в верховьях р. Большая Лаба. На южном склоне крупные травертиновые постройки имеются в районе Кельского вулканического нагорья (источники Суна и Бритата).

Всего было обследовано 37 минеральных источников, отлагающих травертины. Координаты большинства точек отбора образцов приведены в табл. 5.6. Также был изучен 21 образец старых травертинов, часть которых была отобрана из древних травертиновых куполов (в коренном залегании), а другая — из речного аллювия, конечных морен и склоновых отложений. В последнюю группу помимо обломков карбонатных травертинов включены и гидротермально измененные породы (опалиты), в которых карбонаты присутствуют в виде незначительной примеси. Для сравнения также были исследованы несколько фрагментов карбонатных жил: из гранито-гнейсов Главного хребта и из известняков верхнего мела Восточного Кавказа.

При анализе взаимоотношений химического состава травертинов и воды для сравнения привлекались данные по минеральным водам и травертинам Восточной Чукотки. Последние, в отличие от травертинов Большого Кавказа, образуются исключительно из термальных вод (*t* от ~20 до 95 °C) [Чешко и др., 2004; Поляк и др., 2004]. Эти данные позволяют оценить влияние региональных факторов (температуры и солевого состава) на корреляционные взаимоотношения состава вод и травертинов.

#### Особенности травертиноотлагающих минеральных источников

На Большом Кавказе известно более 400 углекислых источников, но только из незначительной их части (~40) происходит осаждение карбонатов. Почти все травертиноотлагающие источники холодные, t = 4-15 °C. Более высокие температуры (t = 50-60 °C) отмечаются только в Верхнекармадонском источнике (северный склон вулкана Казбек) и в источнике Провал (гора Машук в районе Кавказских Минеральных Вод).

Углекислые воды, отлагающие травертины, имеют разнообразный состав [Углекислые минеральные воды..., 1963]. Их минерализация варьирует от 1,5 до 12,9 г/л (преобладают воды с минерализацией 2–4 г/л). В основном это во́ды  $HCO_3$ -Са, реже Cl-HCO<sub>3</sub>-Na-Ca типов. От других углекислых источников воды травертиновых куполов отличаются более высокими концентрациями кальция (> 200 мг/л) (табл. 5.7). Очевидно, это указывает на взаимодействие углекислых



121

Но	мер		Afr		
на рис. 5.36	образца	Место отбора образцов	отм., м	Широта	Долгота
		Приэльбрусье			
1	8-2/01	Ирик-нарзан	2100	43,26392	42,63558
2	176/99	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	1575	43,31514	42,75667
26	10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	1538	43,30444	42,73894
6	17/98	Малка, слабительный нарзан	2200	43,43344	42,47092
7	T2/01	Тохана-верхний, нарзан	2709	43,46864	42,44283
10	K3/00	Левый борт р. Кизилкол, травертиновый купол (сухой) № 1	2813	43,43697	42,47889
11	K4/00	Кизилкол, скв. 1 (нижняя) (18/98)	2674	43,43344	42,47092
12	K5/00	Левый борт р. Кизилкол, травертиновый купол (сухой) № 2	2804	43,43536	42,47031
13	K6/00	Левый борт р. Кизилкол, травертиновый купол (сухой) № 3	2820	43,43281	42,46414
14	K7/00	Кизилкол, правый борт, нарзан	2686	43,43772	42,49981
15	4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	2632	43,40372	42,35222
16	7/98	Нарзан в правом борту Битиктебе, в ~2,5 км ниже р. Джилы-су	2300	43,41661	42,31317
17	22/01	Учкуланичи, нарзан	2515	43,36089	42,09708
18	17/01	Аманкол, древнее арагонитовое стяжение	1700	43,68072	42,25036
19	20/00	Ингушли, нижний нарзан	1997	43,52875	42,52767
20	7/01	Герходжан-су, нарзан, старый травертин	~1500	43,37364	42,95506
21	148-4*	Уллукам, верховья, обломок травертина из конечной морены	3130	43,31814	42,39025
		Опалиты (Приэльбрусье)			
22	o-1/00	Кизилкол, обломок опалита из аллювия	2900	43,40286	42,48317
23	o-2/00	Конечная морена ледника Терскол, обломок опалита	3259	43,30383	42,50964
		Северо-Западный Кавказ (верховья р. Большая Лабо	<i>a</i> )		
28	29-2/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники), травертиновый купол	1860	43,47906	40,91536
		Северная Осетия			
29	23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	2061	42,88311	43,59433
30	33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг-дон	1805	42,59369	44,00783
31	33-1/00	Цмиаком-дон, цементация брекчии в районе источника	1785	42,69622	43,99656
32	35/00	Тиб-1, скв., в 150 м	1772	42,67536	43,92403
33	8/03	Чельдиевский нарзан	2069	42,65000	43,81231
34	9/03	Карта, нарзан	2206	42,64917	43,80286
35	10/03	Згиль, нижний нарзан	2058	42,65406	43,82092
36	13/03	Бубу, нарзан	2347	42,67547	43,80519
37	38-1/00	Верхний Кармадон, теплый нарзан	2330	42,75469	44,48094
		Южная Осетия			
39	18/03	Сба, нарзан	1752	42,57242	44,17303
40	19/03	Суна, нарзан	2045	42,60647	44,18986

#### Таблица 5.6. Координаты точек отбора образцов травертинов

Но	мер		Afr		
на рис. 5.36	образца	Место отбора образцов	отм., м	Широта	Долгота
41	26/03	Бритата, нарзан	1862	42,52058	44,19461
42	27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	1942	42,50631	44,19025
43	28/03	Бритата, средний нарзан правобережный	1870	42,51783	44,19761
44	31/03	Кесельта, нарзан	1101	42,48064	43,92644
		Восточный Кавказ (Дагестан)			
45	135/90	Термальный источник в канале Аджи	-15	42,33303	48,08553
46	206/02	Берикей, скв. 20 (Нобеля)	-9	42,25825	48,11861
47	229/02	Куанский (главный), нарзан	1312	42,40633	45,94975
48	217/02	Левый приток р. Самур, в районе ист. Чах-Чах, выход древ- них травертинов	718	41,51017	48,09172
49	D6/02	Карьер в сел. Талги, карбонатная жила в известняках К <sub>2</sub>	150	42,86661	47,46003

#### Таблица 5.6. Окончание

\* Образец предоставлен В.М. Газеевым.

вод с массивами карбонатных пород или на меньшую степень их разбавления инфильтрационными водами.

#### Морфологическая и минералогическая зональность травертиновых образований

Травертиновые постройки представляют собой сложное взаимоотношение хемогенных и биогенных образований. Хемогенные отложения представлены карбонатами и гидроксидами железа, а биогенные — колониями синезеленых и диатомовых водорослей. В травертинах также часто встречаются замещенные карбонатами фрагменты наземных растений (мох, листья деревьев, стебли травы).

Осаждение карбонатов и гидроксидов железа из минеральной воды происходит не одновременно. Поэтому в осадках травертиноотлагающих источников формируется определенная минералогическая зональность. Рассмотрим ее особенности на примере одного из наиболее крупных травертинового купола источника Тохана-верхний, расположенного к северу от вулкана Эльбрус (№ 7 на рис. 5.36). Здесь можно выделить четыре зоны, располагающиеся последовательно на различном удалении от места выхода минеральной воды на поверхность земли.

Зона сильного ожелезнения (А) приурочена непосредственно к очагу разгрузки минеральной

воды и простирается на расстояние первых десятков метров. Здесь идет интенсивное осаждение аморфных гидроксидов железа, окрашивающих место выхода источника в яркие краснобурые цвета.

Карбонаты в этой зоне образуются спорадически только на береговых кромках или на камнях, выступающих из минеральной воды. Толщина карбонатных корочек не превышает первые миллиметры. В них помимо мелко- и микрокристаллического кальцита отмечаются игольчатые кристаллы арагонита, иногда образующие радиально-лучистые агрегаты. Они заполняют поры и каверны в карбонатных корочках, оставшиеся от истлевших водорослей (рис. 5.37, *a*, см. цв. вкл.). Вблизи от источника широко развиты колонии синезеленых водорослей, нити которых покрыты слоем рыхлых гидроксидов железа.

Зона ожелезнения и начального травертинообразования (Б) простирается от нижней границы зоны A на расстояние 10–15 м (~15–30 м от источника). В этой зоне в ручье минеральной воды начинается образование карбонатных осадков, а темпы осаждения гидроксидов железа снижаются. Осадки этой зоны чаще всего пористые, рыхлые, реже средней крепости.

Карбонаты кальция здесь осаждаются повсеместно. Они представлены мелкокристаллическим, часто микритовым кальцитом (см. рис. 5.37, б). В многочисленных порах, вероятно оставшихся на месте водорослевых пленок, встречаются прослои и гнезда игольчатых кристаллов

Ho	омер	Местоположение				01-	т.	D	D	NT		4.1		
рис. б	TROFIL	пунктов	t	pН	HCO <sub>3</sub>	CI	Li	Ве	В	Na	Mg	Al	S1	8
на J 5.36	прооы	опробования	°C						1	мкг/л				
1	8/01	Ирик-нарзан	10,0	6,16	1435	184	1079	2,8	15254	236648	88115	59,6	17559	40570
1	8-4/01	Ирик-нарзан, в 12 м ниже ист.	-	-	1148	184	1009	0,23	14390	234279	83221	165	16231	36533
2	9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже се- ления	17,2	6,36	2584	1075,6	13532	3,2	140282	883300	96439	115	18922	87279
26	10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	14,1	6,06	1364	205,9	3528	1,1	36247	306271	124199	219	24144	162897
5	24/00	Шаукол, средний нарзан	4,4	5,67	439	49	127	0,11	1500	46681	26325	150	9127	5315
7	14/01	Тохана-верхний, нарзан	6,6	6,27	1256	10,6	6,7	0,1	135	7037	34527	139	5544	122150
7	14-15/01	Тохана-верхний, в 250 м ниже ист.	-	_	390	5,3	4,5	0,10	45,8	7304	35679	215	5733	131776
11	K4/00	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	9,6	5,55	1037	39,7	176	0,65	2050	62740	45870	203	-	9404
14	K7/00	Кизилкол, правый борт, нарзан	8,6	6,07	1525	5,7	18,1	0,30	707	16660	30249	13,1	17674	1877
15	4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	9,6	5,8	1342	318	1897	3,8	18070	453700	58430	154	-	6860
16	7/98	Нарзан в правом борту р. Битикте- бе, в ~2,5 км ниже р. Джилы-су	9,5	5,68	1506	426	2307	5,5	35260	505000	60710	161	_	245
17	22/01	Учкуланичи, нарзан	2,4	6,36	2488	372	860	30,1	22357	517400	168198	771	21410	25262
19	20/00	Ингушли, нижний нарзан	10,1	6,22	1903	744	2350	2,2	34005	1639489	65348	25,7	6360	10697
28	29-2/01	Лаштракский нар- зан (Кислые ис- точники), травер- тиновый купол	10,0	5,77	1372	159	168	< 0,1	19817	290300	13580	165	16043	5977
28	29-1/01	Лаштракский нар- зан, выход 2	16,0	6,54	2684	514	490	< 0,1	62393	1017600	29680	271	27540	6267
29	23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	5,6	6,3	2056	1588	7051	4,2	145170	961629	70554	45,6	11250	3629
33	8/03	Чельдиевский нарзан	8,4	6,1	1159	17,7	75,3	0,14	2511	72234	32958	53,0	4039	5921
34	9/03	Карта, нарзан	7,1	6,24	2288	17,7	86,6	0,83	1249	50905	35325	77,3	10756	317
35	10/03	Згиль, нижний нарзан	8,4	6,28	2379	56,7	562	< 0,1	11201	657403	55591	109	6226	7748
36	13/03	Бубу, нарзан	5,3	5,97	1586	14,2	26,0	0,14	379	23491	41146	28,8	4240	7032
37	4/03	Верхний Карма- дон, нарзан	41,9	6,17	732	2872	9605	0,87	50076	2102621	42667	77,8	21826	30601

Таблица 5.7. Химический состав углекислых источников	Большого Кавказа,	отлагающих травертины
--	-------------------	-----------------------

К	Ca	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Ge	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Cs	Ва	Th	U	Минер.
					-			мкг/.	Л								г/л
16290	218093	776	5366	1,0	2,0	10,7	0,6	387	66,3	1664	1,4	1,7	67,7	48	0,12	2,3	2,3
15648	186896	549	236	0,76	3,1	3,0	0,6	353	65,2	1538	0,32	0,89	66,9	39	<0,07	2,2	1,9
85747	342995	1673	6806	1,0	5,0	7,8	32,5	3087	983	2754	4,4	24,2	1792	34,8	<0,07	7,5	5,5
37259	245578	1194	15230	0,68	2,5	14,2	14,7	577	525	1219	1,5	0,50	1783	16,6	0,12	0,20	2,8
3366	81935	1331	23930	13,0	23,9	35,6	37012	190	7,7	249	2,2	<0,05	0,82	42,4	<0,07	0,026	0,67
564	370187	1727	2082	0,65	5,3	3	0,6	37,0	1,2	3327	3,6	2,3	0,1	13,5	0,11	0,35	2,1
742	359615	1396	233	0,74	2,0	3	0,6	37,0	1,0	3340	0,2	1,5	0,1	11,7	0,19	0,52	1,1
1589	251816	2549	19020	5,8	10,9	14,2	<0,06	42,4	1,8	625	0,9	1,4	0,4	131	<0,07	1,6	1,40
1599	502684	5940	17471	13,1	23,1	10,8	<0,06	65,9	1,5	774	2,2	<0,05	0,18	206	<0,07	0,46	2,01
48520	95807	224	9597	0,62	3,6	17,1	12,7	427	278	1173	0,33	<0,05	136	443	<0,07	0,08	2,33
45320	184029	780	21290	0,45	7,6	21,6	35,4	370	230	1037	1,9	9,7	94,5	2161	<0,07	1,6	2,68
8414	354260	871	24341	1,9	5,5	9,5	4,6	813	28,1	1132	32,9	224	0,46	45,9	0,16	2,4	3,97
40499	123459	1164	6323	6,69	19,4	44,2	5,1	3831	145	<1	1,5	152	366	151	<0,07	0,14	3,82
4917	276462	538	8389	0,87	7,4	7,1	4,6	461	14,5	446	3,5	2,0	44,7	40,6	0,078	0,23	2,09
13994	525537	563	6211	1,2	7,4	5,8	23,5	2031	45,1	1013	1,5	7,5	115	90,3	<0,07	0,085	4,48
89432	399942	474	15055	0,28	3,7	<1	21,1	2167	366	4979	3,9	0,86	512	3282	0,029	0,073	5,30
2755	309600	191	1105	0,78	<1	<1	0,91	<44	4,9	1637	0,65	0,10	8,6	118	<0,006	0,060	1,59
2486	730822	388	7391	1,6	<1	<1	<0,06	<44	9,3	3726	0,26	0,049	10,2	303	<0,006	<0,003	3,05
12106	334600	120	175	0,85	<3	4,9	<0,1	129	28,4	3252	0,076	<0,05	14,5	205	<0,01	0,091	3,21
1373	417200	164	1529	1,8	2,2	<1	<0,06	<44	2,3	1786	0,49	0,12	1,0	162	<0,006	0,039	2,07
205612	323000	612	207	3,0	5,8	4,8	9,5	5353	1326	9358	0,44	<0,1	1438	381	<0,02	0,077	5,87

Ho	омер	Местоположение				C1-	т:	D.	D	N	M.	A 1	<b>C</b> :	5
рис.		пунктов	Ĩ	pН	HCO <sub>3</sub>	CI		Ве	В	INA	Mg	AI	51	5
на <sub>1</sub> 5.36	прооы	опробования	°C						1	мкг/л				
39	18/03	Сба, нарзан	8,2	6,37	2830	326	1341	1,2	22498	1117469	48770	73,4	5133	13892
40	19/03	Суна, нарзан	12,2	6,24	1723	42,5	302	0,37	4331	104870	84501	68,6	4019	27047
41	26/03	Бритата, нарзан	8,2	6,07	1464	42,5	198	0,22	3962	121017	30634	24,9	4764	9342
42	27/03	Бритата, верхний нарзан (правобе- режный)	8,4	6,16	2074	78	644	0,29	8718	274687	38822	45,8	4833	5568
43	28/03	Бритата, средний нарзан правобе- режный	12,3	6,42	1598	42,5	271	0,26	5185	168094	26724	153,0	4639	3486
44	31/03	Кесельта, нарзан	12,3	7,07	8296	993	2860	< 0,1	54817	4212603	219870	11,2	5990	1423
47	229/02	Куанский (глав- ный), нарзан	11	6,36	2227	3369	9384	< 0,1	75155	1960547	49314	48	4761	15285

Таблица 5.7. Окончание

арагонита. Карбонаты окрашиваются гидроксидами железа в темно-бурые оттенки. Железистые осадки иногда образуют самостоятельные прослои. Мощность карбонатно-железистых отложений на дне ручья достигает нескольких сантиметров, увеличиваясь к нижней границе зоны.

Таким образом, эта зона является переходной от зоны массового осаждения гидроксидов железа (A) к зоне интенсивного травертинообразования (B).

Зона интенсивного образования травертинов (В). На эту зону приходится основной объем травертиновых наслоений. Здесь они достигают максимальной мощности (от первых единиц до нескольких десятков метров), формируя центральную часть травертинового купола. Протяженность этой зоны на куполе Тоханаверхний составляет ~150 м, а максимальная мощность травертиновых наслоений может достигать первых десятков метров.

В отличие от зон *A* и *Б*, в зоне *B* минеральная вода растекается широким фронтом по поверхности купола, так как из-за интенсивного осаждения карбонатов поток минеральной воды постоянно подпруживается.

Карбонатные осадки здесь светлые, почти белые, иногда слегка окрашены гидроксидами железа в желто-оранжевые, кремовые или розоватые тона. Травертины массивные, крепкие, имеют ярко выраженное зональное строение (см. рис. 5.37, *в*). Их дневная поверхность неровная, со следами характерной «волновой» ряби. Травертины сложены удлиненными сростками крупных кристаллов кальцита, которые разделяются прослоями мелкокристаллического кальцита. Чередование таких прослоев формирует типичную для травертинов зональность (слоистость). Крупные кристаллы кальцита имеют волнистое погасание. В пустотах между кристаллами встречаются минерализованные нити синезеленых водорослей и панцири диатомовых. Арагонит в этой зоне отсутствует.

Зона замедленного травертинообразования (Г) располагается у подошвы травертинового купола. Эта зона соответствует завершающему этапу осаждения карбонатов кальция из воды. На куполе Тохана-верхний ее граница устанавливается по заметному снижению мощности наслоений травертина (до нескольких метров). К этому моменту вода уже почти полностью освободилась от избытка карбоната, поэтому образование травертина происходит очень медленными темпами.

В зоне  $\Gamma$  образуются крепкие зональные травертины. Поверхность сухих травертинов окрашена гидроксидами железа в желто-оранжевые тона, а в ручье — водорослями в зеленый цвет. От травертинов третьей зоны их отличает более высокая степень раскристализованности кальцита — кристаллы более крупные и, как в зоне B, имеют удлиненную форму (см. рис. 5.37, e). Здесь же (у подошвы купола) часто встречаются обломки и выходы наслоений «старых», выветрелых травертинов. Арагонит в этой зоне отсутствует.

К	Ca	Mn	Fe	Co	Ni	Zn	Ge	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Cs	Ba	Th	U	Минер.
								мкг/.	Л					-			г/л
8517	167259	51,9	<8	1,7	3,4	<1	4,2	736	24,2	2833	0,91	0,34	25,6	291	<0,01	0,093	4,46
1856	493800	127	849	2,5	3,4	18,4	0,8	99,0	6,3	3137	1,5	0,20	9,1	86,9	<0,006	0,39	2,53
2007	389800	478	2400	1,2	1,6	1,9	1,0	57,2	5,2	1937	0,98	0,10	8,3	243	<0,006	0,51	2,00
6068	370200	252	2995	0,85	<1	1,3	2,1	151	13,7	2106	2,3	0,21	41,4	212	0,011	0,15	2,78
2061	432600	486	292	2,1	2,0	1,9	0,6	83,2	5,2	2308	0,79	0,10	8,9	491	<0,006	0,17	2,20
24416	149729	<0,3	733	0,25	3,7	4,8	0,81	1007	36,7	5215	0,052	2,5	52,5	1894	<0,01	<0,005	12,91
112975	162262	1676	3036	1,23	14	15	62	5971	489	5747	0,33	0,7	759	522	0,1	0,092	8,6

Аналогичная зональность прослеживается и на других источниках. Однако иногда она проявляется не в полной мере.

Это зависит от многих факторов: от степени насыщения воды карбонатом кальция, концентрации  $CO_2$  в воде, температуры воды и окружающей среды, скорости истечения воды и т.д. При небольших концентрациях кальция в воде (< 250 мг/л) массивные травертины (зон *B* и *I*) не образуются.

Например, в источниках Верхнебаксанскомверхнем ( $\mathbb{N}$  26) и Учкуланичи ( $\mathbb{N}$  17) формируются только тонкие водорослево-карбонатные, сильно ожелезненные корочки, цементирующие терригенный материал на дне ручья. В этом случае можно говорить лишь о начальных стадиях травертинообразования, соответствующих зонам *A* и *Б*.

На термальных источниках (источник Провал в Пятигорске ( $\mathbb{N}$  27) и Верхнекармадонские источники ( $\mathbb{N}$  38)) зональность травертиновых куполов немного отличается. В них из-за повышенной температуры осаждение травертинов начинается практически сразу — в местах выходов минеральной воды. Зона массового осаждения гидроксидов железа (A) здесь совмещена с зоной массивных травертинов (B). Карбонаты, образующиеся в непосредственной близости от выходов горячих вод, как правило, плохо раскристаллизованы и часто имеют микритовое строение. Слоистость травертинов выражена хуже и проявляется только в нижних частях травертиновой постройки. В целом, минералогические исследования показывают, что основной объем травертиновой постройки сложен кальцитом. Размер его кристаллов увеличивается к основанию купола. Арагонит осаждается спорадически только в непосредственной близости от источника — у верхней границы образования травертинов (в зонах *A* и *Б*). Создается впечатление, что его кристаллизация происходит после образования травертинов, поскольку кристаллы арагонита развиты исключительно в порах травертинов и отсутствуют на их поверхности.

## Геохимическая зональность травертиновых образований

Пространственные вариации химических элементов в купольных структурах исследовались на примере источников: Тохана-верхний, Ирик-нарзан и Лаштракский (табл. 5.8 и 5.9, номера 7, 1, 28). Здесь образцы травертинов на химический анализ отбирались на различном удалении от выхода минеральной воды на поверхность.

Морфологическая зональность травертиновой постройки естественно сказывается и на химическом составе травертинов.

Это прежде всего касается соотношения гидроксидов железа и карбонатов кальция. Осаждение из раствора соединений железа, как правило, начинается раньше карбонатов (и раньше

Ho	мер		Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S	K	Ca	V	Cr
5. 5.36	ца	Место отбора образцов*		1	1	I	Пре,	цел об	бнаруж	сения (	(ПО)	I	1	1	
на рис	образі		0,08	0,04	2	3	4	3	5	12	16	74	110	0,2	2
						Приэл	ьбрусье	?							
1	18/99	Ирик-нарзан, тра- вертин свежий	9,6	2,2	7,4	409	4525	33,3	117	< ПО	968	< ПО	363718	0,9	< ПО
1	8-1/01	Ирик-нарзан, тра- вертин свежий, на- чало потока	7,5	13,9	17,5	448	4446	542	182	66,3	1321	266	417156	0,69	2,0
1	8-4/01	Ирик-нарзан, тра- вертин свежий, ниж- няя часть купола (в 12 м ниже ист.)	10,1	8,3	29,0	728	3811	143	876	9,5	2751	205	467449	< ПО	1,8
2	6-2	Сел. Верхний Бак- сан, нижний нарзан, травертин свежий, в 2,5 м ниже ист., крепкий, пористый, ожелезненный	83,2	12,2	625	2965	4667	560	1445	87,5	3230	558	376814	< ПО	1,8
2	9-1	Сел. Верхний Бак- сан, нижний нар- зан, травертин в 5 м ниже выхода ист.	88,6	6,8	273	2255	3379	273	524	23,7	3515	311	427990	0,25	5,6
26	10/01	Сел. Верхний Бак- сан, травертин све- жий	36,7	0,79	218	1485	6438	3231	906	443	1367	1129	223129	13,4	12,0
5	24-1/00	Шаукол, средний нарзан	7,9	0,78	< ПО	216	< ПО	3472	873	93,0	487	472	280822	9,3	5,4
7	14/98	Тохана-верхний, травертин свежий из средней части купола	< ПО	< ПО	< ПО	170	1044	9,0	26,6	< ПО	3493	< ПО	352939	0,33	< ПО
7	14a/98	Тохана-верхний, травертин старый из подножия купола (в ~350 м ниже вы- хода ист.)	0,27	0,14	< ПО	113	1231	60,4	63,8	13,8	4143	< ПО	362940	1,1	< 110
7	T3	Тохана-верхний, в 25 м от ист.	3,1	1,5	< ПО	154	2960	1802	1814	65,7	5143	193	401617	6,6	29,0
7	T4	Тохана-верхний, в 50 м от ист.	0,27	0,40	< ПО	141	726	104	563	26,1	6324	122	412421	0,28	1,5
7	T6	Тохана-верхний, в 250 м от ист	0,22	0,068	< ПО	167	1195	43,2	62,4	9,9	6651	84,7	468035	< ПО	1,0
8	18/98	Кизилкол, древний травертин, выше скв. 1	27,6	0,13	27,0	968	4846	41,1	126	< ПО	1260	< ПО	360556	0,73	< ПО

#### Таблица 5.8. Химический состав травертинов Большого Кавказа, мкг/л

Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Мо	Sb	Cs	Ba	Pb	Th	U	ый
	•					Пр	едел о	бнаруж	сения (	ПО)				•			ворим ¢, %
0,2	16	0,06	2	0,1	3	0,01	0,6	0,02	0,03	0,03	0,01	0,008	0,4	0,3	0,01	0,005	Нераст остаток
								Приэл	ьбрусь	e							
52,0	524	1,3	13,8	< ПО	8,9	1,8	612	0,74	0,33	< ПО	< ПО	0,15	45,6	< ПО	< ПО	2,99	10
339	7434	1,4	4,5	1,0	64,1	2,3	597	4,9	0,22	0,30	0,031	2,2	80,7	1,4	0,17	0,78	15,0
2337	9855	2,6	4,3	< ПО	36,0	0,91	1202	4,6	0,65	0,51	0,057	0,76	93,9	0,55	0,047	1,1	15,7
2475	6651	1,2	2,8	0,17	12,9	3,8	1572	4,6	3,6	0,47	0,050	10,4	33,6	0,76	0,059	2,4	15,6
2744	11270	1,3	4,5	0,33	20,7	6,4	1533	6,7	4,1	0,36	0,048	21,0	37,1	1,3	0,16	2,6	16,1
185	9159	2,8	7,7	3,7	25,4	12,4	1284	4,3	0,43	0,47	0,058	77,5	48,3	4,5	1,0	0,99	49,2
1064	14393	9,9	36,5	8,9	27,7	3,0	400	3,4	2,0	0,14	0,059	0,41	44,5	2,3	0,65	0,54	18,8
44,1	114	0,7	9,9	< ПО	< ПО	1,5	729	0,14	0,13	< ПО	< ПО	< ПО	7,7	< ПО	< ПО	0,30	0,0
2805	1638	1,7	14,5	< 110	< ПО	2,8	1163	0,79	5,2	< ПО	0,033	< ПО	17,0	< ПО	< ПО	0,050	0,0
17790	54405	5,9	28,5	1,7	9,6	0,85	1037	71,3	5,1	0,93	0,239	0,35	79,5	0,68	0,058	0,38	12,0
5101	12302	1,1	1,0	< ПО	3,3	0,35	1201	17,9	1,4	0,15	0,043	0,10	23,2	0,31	0,012	0,30	8,6
2361	866	1,1	0,39	0,69	3,6	0,39	1222	0,70	1,6	0,17	0,047	0,067	12,6	0,35	0,006	0,26	9,8
966	329	7,5	20,0	0,78	25,4	2,8	957	0,061	0,13	< ПО	0,038	0,21	61,2	< ПО	< ПО	0,21	0,0

#### Таблица 5.8. Продолжение

Ho	мер		Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S	K	Ca	V	Cr
: 5.36	ца	Место отбора образцов*					Пре,	дел об	і́наруж	кения (	(ПО)				
на рис	образі		0,08	0,04	2	3	4	3	5	12	16	74	110	0,2	2
9	K1/00	Кизилкол, древний травертин	0,29	< ПО	< ПО	74,8	2028	129	172	18,1	45,0	< ПО	342683	1,4	< ПО
9a	K2/00	Кизилкол, древний травертин	3,6	< ПО	< ПО	85,4	2924	2183	682	21,4	102	180	344599	6,3	7,8
10	K3/00	Левый борт р. Ки- зилкол, траверти- новый купол (сухой)	0,48	< ПО	< ПО	51,9	2603	70,6	58,6	< ПО	72,3	< ПО	361178	1,3	< ПО
11	K4/00	Кизилкол, карбо- натные натеки на скв. 1	1,8	2,0	< ПО	187	2211	1030	3108	56,8	740	196	289554	8,6	7,0
12	K5-1/00	Левый борт р. Ки- зилкол, траверти- новый купол (сухой) № 2	0,24	< ПО	< ПО	73,8	2813	153	149	< 110	30,0	< ПО	362059	0,88	< ПО
12	K5-2/00	Левый борт р. Ки- зилкол, траверти- новый купол (сухой) № 2	1,7	< ПО	< ПО	20,0	2726	1211	534	< 110	46,0	< ПО	343511	3,8	12,0
13	K6/00	Левый борт р. Ки- зилкол, древний травертиновый ку- пол (сухой) № 3	0,29	< ПО	< ПО	64,5	1973	103	96	18,1	99,3	< ПО	362266	0,92	< ПО
14	K7/00	Кизилкол, свежий травертин	0,23	0,76	< ПО	45,8	672	60,5	6164	< ПО	255	< ПО	305475	5,2	< ПО
15	4/98-00	Нарзан в русле р. Битиктебе, це- ментация песчаных осадков в районе ист.	6,9	0,51	6,0	426	1524	2420	497	567	36,1	1273	4072	16,0	12,0
16	7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, свежий травертин	12,1	16,4	46,3	646	4196	639	3763	127	66,3	259	285162	7,0	< ПО
17	22/01	Учкуланичи, све- жий травертин	7,4	47,5	36,1	677	4407	4060	5588	49,7	835	181	131596	28,8	8,2
18	17/01	Р. Аманкол, обло- мок древнего ара- гонита	1,8	< ПО	0,94	200	568	89,9	96,1	10,9	399	17,5	185151	1,7	1,3
19	20/00	Ингушли, нижний нарзан, свежий травертин	39,2	5,3	165	6871	1364	665	325	95,5	371	392	304699	5,2	< ПО

Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Мо	Sb	Cs	Ba	Pb	Th	U	ый
						Пр	едел о	бнаруж	кения (	ПО)							сворим к, %
0,2	16	0,06	2	0,1	3	0,01	0,6	0,02	0,03	0,03	0,01	0,008	0,4	0,3	0,01	0,005	Нераст остато
16,1	272	0,63	10,9	3,9	8,2	0,080	83,6	9,0	0,76	< ПО	0,029	0,038	15,6	0,84	0,062	0,10	0,0
187	3029	2,5	10,2	11,1	11,1	0,46	145	1,2	0,19	< ПО	0,024	0,49	60,4	1,6	0,11	0,068	2
4,7	161	0,48	5,3	0,66	< ПО	0,016	150	1,0	< ПО	< ПО	< ПО	0,021	6,4	0,59	< ПО	0,19	0,0
3873	40927	7,7	13,7	9,2	37,1	1,4	439	3,7	3,4	0,085	0,055	0,28	197	1,4	0,30	1,1	7,4
12,6	248	0,66	15,9	58,5	6,4	0,024	87,0	0,77	1,1	< ПО	< ПО	0,020	3,5	0,36	< ПО	0,31	0,0
34,5	1494	1,7	20,9	3,0	6,1	0,08	98,9	0,15	0,27	< ПО	< ПО	0,064	28,4	0,53	< ПО	0,025	1,2
26,4	263	0,7	7,2	1,1	< ПО	0,040	101	0,49	0,15	< ПО	< ПО	0,020	35,2	< ПО	< ПО	0,20	0,0
4835	62641	13,3	15,3	< ПО	25,6	0,047	189	17,7	1,8	0,082	0,049	< ПО	252	< ПО	0,016	0,25	1,3
57,6	6514	1,2	4,8	3,6	11,1	7,8	23,9	2,9	1,5	0,13	< ПО	10,9	47,6	1,7	2,0	0,31	95
2905	28017	4,6	6,7	< ПО	31,7	2,9	786	9,8	16,4	0,13	< ПО	3,2	2511	0,81	2,0	0,66	7,0
1066,4	68307	4,6	7,5	42,1	20,3	1,6	396	86,0	338,0	20,2	0,4	0,26	86,8	4,2	3,7	3,7	10
12,7	446	0,63	0,89	0,39	1,5	0,12	345	0,14	0,20	< ПО	< ПО	0,019	12,0	0,17	0,037	6,5	0,0
419	10158	3,5	16,7	2,7	27,9	2,4	3578	3,9	10,5	< ПО	0,15	4,2	958	1,4	0,31	0,14	7,5

#### Таблица 5.8. Продолжение

Ho	мер		Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S	К	Ca	V	Cr
c. 5.36	ца	Место отбора образцов*		1			Пре,	дел об	бнаруж	кения (	(ПО)	1		1	
на рис	образі		0,08	0,04	2	3	4	3	5	12	16	74	110	0,2	2
21	148-4	Р. Уллукам, верхо- вья, обломок тра- вертина из конеч- ной морены, тра- вертин плотный, хорошо раскристал- лизованный, слегка ожелезненный	2,4	0,14	< ПО	200	2551	1217	251	107	123	230	337245	5,1	3,0
27	Πp/00	Ист. Провал (г. Пя- тигорск), свежий травертин	4,3	5,8	< ПО	780	2272	245	404	96,6	5399	156	341025	1,4	< ПО
	1	I		1	3	ападнь	ій Каві	каз			1	1	1	1	
28	29-2/01	Лаштракский нар- зан (Кислые ис- точники), верхняя часть купола, све- жий травертин	2,9	1,8	101	1735	739	294	8143	245	575	71,2	145795	15,6	1,8
28	29-5/01	Лаштракский нар- зан (Кислые ис- точники), свежий травертин из осно- вания купола	2,6	0,17	30,3	1012	1085	105	1062	20,5	710	56,4	170647	2,8	0,66
		•			С	еверна	я Осет	ия							
29	23/99	Кубус (р. Танадон), свежий травертин	13,8	8,1	297	812	1861	72,9	2484	23,9	167	119	351125	2,5	< ПО
30	33/00	Хасиевский нарзан, свежий травертин	5,4	2,0	< ПО	1080	2237	689	340	100	1443	120	311112	4,0	4,5
31	33-1/00	Цмиаком-дон, це- ментация брекчии в районе источника	19,9	0,47	< ПО	67,3	4027	7476	654	387	197	314	173048	18,6	20,7
32	35/00	Тиб 1, свежие на- теки на скв.	7,5	7,2	22,3	2263	1948	848	218	40,5	1571	93,1	343977	1,6	3,4
33	8/03	Чельдиевский нар- зан, старый травер- тин	0,63	0,28	2,2	106	1132	46,1	55,0	30,3	487	140	489968	< ПО	0,78
34	9/03	Карта, травертин свежий	0,75	1,1	< <u>ПО</u>	82,9	722	98,6	245	104	189	190	470736	< ПО	2,1
35	10/03	Згиль, нижний нарзан, свежие кар- бонатные корочки	1,6	0,12	2,7	445	2018	172	244	16,2	971	175	475062	< ПО	1,0
36	13/03	Бубу, нарзан, све- жий травертин	0,25	0,16	< ПО	50,3	1281	83,6	136	28,6	779	117	424872	< ПО	1,1

Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Мо	Sb	Cs	Ba	Pb	Th	U	ыЙ
	•					Пр	едел о	бнаруж	кения (	ПО)							ворим с, %
0,2	16	0,06	2	0,1	3	0,01	0,6	0,02	0,03	0,03	0,01	0,008	0,4	0,3	0,01	0,005	Нераст остатон
51,5	3023	1,5	10,2	2,2	60,0	2,7	92,8	32,7	0,21	0,041	< ПО	7,7	28,6	4,9	2,0	2,6	3,1
169	606	1,0	8,6	1,4	10,0	0,98	2085	0,46	0,13	< ПО	0,12	0,83	39,0	1,9	0,049	0,091	2,2
							r		~ 17								
100 6					10 -		ن منعا	Sanadht		каз			100		0.000	0.070	
400,6	50203	0,9	1,6	5,4	10,7	0,3	518	20,6	2,0	< 110	< 110	1,5	182	0,61	0,090	0,072	0,0
448.3	5689	0.95	0.94	0.71	2.4	0.25	457	1.8	1.1	< ПО	< по	0.70	46.0	0.33	0.023	0.037	0.0
		- )	- )-		,	.,		, , ,	,			.,	.,.		.,	.,	- ) -
							(	Северна	я Осеп	เนя							
650	16199	2,4	14,7	0,76	53,0	0,8	2269	6,3	0,91	< ПО	0,12	2,1	2378	0,54	0,094	0,026	0,7
1635	4809	1.8	10.9	5.5	10.7	0.82	1557	7.6	0.27	0.065	0.10	3.0	96.9	2.9	0.23	0.023	10.4
		-,-	,-	- ,-	,-	-,		.,-	-,	-,	-,	-,-	5 - 35	_,,	-,	-,	
1234	27038	10,0	43,5	30,5	68,5	1,3	98,7	1,6	0,49	0,82	0,13	1,4	10,2	20,6	2,8	0,23	47,6
123	8336	1,1	13,3	< ПО	< ПО	3,4	1567	0,61	0,34	< ПО	0,076	0,34	212	< ПО	< ПО	< ПО	0,0
340	265	1,0	0,83	1,8	6,2	0,27	481	0,61	0,056	0,20	0,027	0,059	48,4	0,23	0,004	< ПО	9,2
945	3281	1,7	2,0	0,83	4,2	0,37	413	0,24	0,044	0,23	0,029	0,20	85,0	0,25	0,0027	< ПО	8,8
604	3350	17	0.37	0.62	12.0	0.56	1180	0.65	0.036	0.15	0.037	0.21	144 4	0.53	0.021	< ΠΟ	03
004	5559	1,/	0,57	0,02	12,0	0,50	1107	0,05	0,050	0,15	0,037	0,21	177,4	0,55	0,021		,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,
212	1907	1 1	1 (	0.57	26	0.26	571	1 4	0.14	0.14	0.050	0.045	70.1	0.42	0.0007		0.1
512	1807	1,1	1,0	0,57	2,0	0,20	3/0	1,4	0,14	0,14	0,039	0,045	/2,1	0,43	0,0087		9,1
L	1																

#### Таблица 5.8. Продолжение

Ho	мер		Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S	K	Ca	V	Cr
5. 5.36	ца	Место отбора образцов*					Пре,	цел об	бнаруж	кения (	(ПО)				
на рис	образі		0,08	0,04	2	3	4	3	5	12	16	74	110	0,2	2
37	38-1/00	Верхний Кармадон, теплый нарзан, верх- няя часть купола	7,6	12,2	3,3	765	2244	128	1693	270	2745	216	339679	3,6	5,5
37	38-2/00	Верхний Кармадон, теплый нарзан, ниж- няя часть купола	19,0	4,1	152	2107	1296	198	430	43,0	2908	399	338954	2,6	10,3
37	4/03	Верхний Кармадон, теплый нарзан, све- жий натек травер- тина после схода селя	8,4	7,4	46,2	999	2530	831	1298	103	3445	412	419091	1,2	2,0
38	Hap	Р. Нар-дон, обло- мок древнего тра- вертина	4,3	0,18	18,4	799	3855	478	190	65,9	1269	208	365791	2,5	3,3
					I	Ожная	Ocem	ия							
39	18/03	Сба, нарзан, натеки старого травертина	13,0	2,4	19,6	1240	< ПО	273	453	70,8	771	102	384873	< ПО	1,6
40	19/03	Суна, нарзан, све- жий травертин	9,6	0,63	91,4	1263	6481	26,1	269	< ПО	2963	193	428311	< ПО	1,2
41	26/03	Бритата, нарзан ле- вобережный, ста- рый травертиновый конус	2,5	0,46	< ПО	220	1095	396	372	655	1082	268	438933	0,6	1,0
42	27/03	Бритата, верхний нарзан правобереж- ный, свежий тра- вертин	2,2	0,74	< ПО	214	852	398	522	37,4	1399	125	481985	1,0	1,3
42	27a/03	Бритата, верхний нарзан правобереж- ный, старый тра- вертин	2,1	0,51	< ПО	64,2	1569	837	538	177	1117	238	446035	0,9	2,5
43	28/03	Бритата, средний нарзан правобереж- ный, травертин с сухого купола (из- ливался до земле- трясения)	0,83	0,073	< ПО	< ПО	667	288	208	54,2	614	324	493230	< ПО	1,2
44	31/03	Кесельта, карбо- натные жилы из сланцев в районе выхода минераль- ной воды	12,4	5,5	< ПО	1387	8351	75,3	49,1	52,1	41,3	110	426911	< ПО	< ПО

Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Мо	Sb	Cs	Ba	Pb	Th	U	ый
						Пр	едел о	бнаруж	кения (	ПО)							ворим ¢, %
0,2	16	0,06	2	0,1	3	0,01	0,6	0,02	0,03	0,03	0,01	0,008	0,4	0,3	0,01	0,005	Нераст остатон
1885	24902	5,0	10,6	46,9	32,6	1,1	2641	18,8	3,6	0,060	0,33	1,9	191	34,6	0,035	0,39	1,2
2110	6874	5,3	10,0	6,5	14,5	2,0	2815	2,5	0,58	< ПО	0,14	4,3	199	1,6	0,070	0,39	0,5
2912	17147	4,0	4,2	6,8	39,1	3,0	2815	10,4	0,10	0,14	0,185	5,5	190,2	4,6	0,23	0,10	10,6
91,1	956	1,7	14,4	10,9	31,8	0,37	728	0,56	0,085	< ПО	0,047	0,33	61,5	1,7	0,016	0,11	2,2
								Южная	я Осет	ия							
195	572	0,9	< ПО	0,93	4,4	0,51	2860	2,9	0,065	0,32	0,044	0,55	399,6	0,60	0,041	< ПО	12,5
281	368	1,1	2,2	0,93	5,1	0,31	1138	2,8	0,15	0,15	0,036	0,29	53,6	0,11	0,009	0,212	9,6
1550	2870	3,4	4,8	2,7	17,1	1,0	508	1,3	0,21	0,43	0,13	0,30	225	12,4	0,03	0,11	12,8
823	8790	17	1 1	0.69	87	0.47	728	10.1	0.13	0.25	0.042	0.64	150	0.68	0.069	0.066	11.7
025	0790	1,7	1,1	0,09	0,7	0,47	720	10,1	0,15	0,25	0,042	0,04	150	0,00	0,009	0,000	11,7
923	6167	3,8	14,0	7,4	18,3	1,5	231	8,9	0,21	0,53	0,14	0,31	17,2	1,8	0,14	0,20	17,1
21	656	1,0	2,2	0,88	4,3	1,0	267	3,3	0,042	0,33	0,046	0,64	18,7	0,66	0,019	0,079	12,1
312	30900	0,8	0,5	< ПО	4,2	0,2	2324	0,3	4,1	0,08	0,045	0,051	1689	0,2	0,013	< ПО	10,9

#### Таблица 5.8. Окончание

Ho	мер		Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S	К	Ca	v	Cr
c. 5.36	Ia	Место отбора образцов*					Пре,	дел об	наруж	кения (	(ПО)				
на рис	образі		0,08	0,04	2	3	4	3	5	12	16	74	110	0,2	2
			Bocn	почный	и Севеј	oo-Bocn	почный	Кавк	аз (Да	гестан	r)				
46	206/02	Берикей, скв. 20 (Нобеля), старые травертины	21,0	0,11	82,0	3333	2729	1024	638	63,5	106	279	286148	5,5	2,3
47	229/02	Куанский (глав- ный), нарзан, све- жий травертин	77,4	1,1	177,3	2743	6632	392	291	77,9	380	151	297620	0,72	< ПО
49	Д5/02	Карьер в сел. Тал- ги, известняк К <sub>2</sub>	6,0	0,17	< ПО	195	3443	3066	881	756,7	286	603	214506	12,4	7,8
49	Д6/02	Карьер в сел. Тал- ги, крупные крис- таллы кальцита, окрашенные биту- мом из трещин в известняках К <sub>2</sub>	0,3	0,048	< ПО	49,4	1281	119	39,0	14,3	42,1	40,8	311846	0,74	< ПО
49	Д13/02-1	Карьер в сел. Тал- ги, мелкие крис- таллы кальцита, окрашенные биту- мом из трещин в известняках К <sub>2</sub>	0,24	< ПО	< ПО	47,7	41805	134	57,6	< ПО	258	45,3	213148	< ПО	< ПО
49	Д7/02	Карьер в сел. Тал- ги, арагонитовая жила в известня- ках K <sub>2</sub>	2,2	0,031	< ПО	151	2837	200	238	80,9	293	60,1	335764	1,5	< ПО
					Там	анский	полуос	тров							
51	X/94	Обломок карбонат- ной жилы из вул- кана Горелый	2,5	0,15	6,9	148	2807	1324	799	57,7	97,3	527	408859	4,4	8,1

\* Более подробное описание образцов травертина см. в табл. 5.10.

заканчивается), поэтому к основанию купола содержание железа в травертинах снижается более чем на порядок. Одновременно снижаются концентрации и многих других элементов, большинство из которых соосаждается вместе с гидроксидами железа: Mn, Ni, As, Zn, Cu, Cr, V, Sc, K, P, Si, Al, P3Э, Th, U, Cs, Zr, Y, Be, Ba. Скорости их фиксации в осадке различаются. Например, торий выводится из воды быстрее, чем уран. Поэтому, несмотря на общую тенденцию к снижению концентраций этих элементов по простиранию купола (с удалением от источника), отношение U/Th не остается постоянным. К основанию купола оно увеличивается в 5–7 раз. Аналогичным образом меняется и величина Sr/Ba. По тем же причинам к основанию купола величина Fe/Mn может снижаться почти в 10 раз. Такая высокая вариабельность химического состава и некоторых геохимических коэффициентов делает их

Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Мо	Sb	Cs	Ba	Pb	Th	U	ый
	1					Пр	едел об	бнаруя	кения (	(ПО)	1					1	творим к, %
0,2	16	0,06	2	0,1	3	0,01	0,6	0,02	0,03	0,03	0,01	0,008	0,4	0,3	0,01	0,005	Hepac ocraro
					Bocm	очный	и Севе	po-Boci	точныі	й Кавка	аз (Даг	естан)					
226	6854	2,0	4,1	4,6	12,8	7,7	13621	1,2	0,36	0,22	0,064	1,1	10894	3,6	0,24	0,04	2,9
3508	1102	1,6	2,3	1,2	4,8	2,5	4324	0,41	0,051	< ПО	0,036	3,7	731	0,55	0,055	< ПО	0,0
400	4917	24,2	48,2	4,2	162	8,6	507	25,8	0,090	0,39	0,025	0,6	15,1	7,8	1,6	0,16	25,7
522	3119	0,59	0,75	< ПО	2,7	0,18	650	3,4	0,31	< ПО	0,048	< ПО	16,8	0,72	0,0053	< ПО	0,0
451	26834	2,6	12,6	0,73	7,6	0,19	429	2,7	0,14	0,070	0,020	< ПО	11,6	0,54	0,0073	< ПО	5,1
258	466	0,92	4,06	0,66	4,1	0,82	746	0,79	0,084	0,048	0,034	0,089	93,4	0,32	0,035	0,18	0,0
							Там	анский	й полуо	стров							
5304	14070	2,7	4,7	3,1	14,0	2,6	580	12,2	0,11	0,48	0,019	0,30	30,8	2,1	0,47	0,16	19,3

непригодными для реконструкции состава исходного флюида.

В отличие от Fe, Mn, Th, U, Ba, концентрации редкоземельных элементов изменяются синхронно (см. табл. 5.9, номера 1, 7, 28). Поэтому величины соотношений: Y/Ho, Yb/Ho, Sm/Eu и других по простиранию травертиновой постройки практически не меняются. Соответственно не меняются и спектры РЗЭ (рис. 5.38). Концентрации Na, Li, Mg, Sr, S ведут себя более консервативно, почти не меняясь или даже возрастая (Sr и S) к основанию купола (см. табл. 5.8, номера 1, 7, 28). Соответственно и отношения их концентраций в разных частях травертиновой постройки остаются практически постоянными.

Поэтому только эти элементы можно использовать для реконструкции особенностей солевого состава исходных вод.

ep   de	:				4	4			-								
образца С	Место	отбора образцов	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Ηf
_							avendII	брусье									
8/99 Ирик-на свежий	Ірик-на вежий	рзан, травертин	0,033	0,10	0,010	0,057	< 0,008	0,020	0,030	0,006	0,041	0,012	0,038	0,011	0,065	0,012	< 0,003
1/01 Ирик-на свежий,	Ірик-на вежий,	рзан, травертин начало потока	1,2	2,6	0,32	1,4	0,32	0,086	0,42	0,065	0,44	0,12	0,29	0,036	0,25	0,032	< 0,003
4/01 Ирик-на свежий, пола (в	Ірик-на вежий, ола (в	ирзан, травертин нижняя часть ку- 12 м ниже ист.)	0,35	0,63	0,08	0,41	0,11	0,05	0,19	0,035	0,30	0,10	0,26	0,031	0,22	0,035	< 0,003
<ul> <li>9-2 Сел. Ве ний нај</li> <li>свежий крепки</li> <li>лезненн</li> </ul>	сл. Вели Парала Ссл. Вели Парала П Парала Парала Пара	рхний Баксан, ниж- 33ан, травертин , в 2,5 м ниже ист., й, пористый, оже- ный	0,6	1,2	0,15	0,68	0,16	0,07	0,27	0,05	0,45	0,13	0,50	0,072	0,59	0,098	< 0,003
9-1 Сел. Ве ний нар 5 м них	сел. Ве ий нар м них	рхний Баксан, ниж- 33ан, травертин в ке выхода ист.	0,33	0,68	0,08	0,34	0,089	0,038	0,16	0,031	0,30	0,088	0,32	0,051	0,41	0,075	< 0,003
)/01 Сел. Вє вертин	сы. Ве ертин	урхний Баксан, тра- свежий	4,9	10,7	1,3	5,2	1,2	0,17	1,2	0,18	0,98	0,18	0,49	0,056	0,33	0,041	< 0,003
-1/00 IIIayko.	Пауко	п, средний нарзан	1,7	3,8	0,54	2,2	0,46	0,13	0,76	0,088	0,58	0, 12	0,31	0,045	0,30	0,038	0,021
4/98 Тохана свежий купола	охана вежий упола	-верхний, травертин из средней части	0,04	0,08	0,012	0,09	0,012	< 0,01	0,022	< 0,003	0,044	0,007	0,014	< 0,004	0,0087	0,0040	I
а/98 Тохана старый ла (в ~3 ист.)	охана тарый а (в ~ ст.)	-верхний, травертин из подножия купо- 550 м ниже выхода	0,34	0,53	0,082	0,40	0,086	0,024	0,14	0,019	0,11	0,027	0,056	0,0060	0,037	0,0087	0,032
T3 Тохана- ист.	охана- ст.	верхний, в 25 м от	19,0	30,1	4,1	18,2	4,5	1,7	7,2	1,1	7,6	1,68	4,9	0,58	3,9	0,59	< 0,003
Т4 Тохана ист.	охана ст.	-верхний, в 50 м от	4,2	6,9	0,89	4,1	1,1	0,39	1,7	0,27	1,9	0,42	1,2	0,15	1,0	0,16	< 0,003
Т6 Тохана. от ист.	охана- т ист.	верхний, в 250 м	0,26	0,43	0,06	0,27	0,063	0,023	0,093	0,015	0,11	0,024	0,067	0,0066	0,047	0,0078	< 0,003

и жильных карбонатах Большого Кавказа, мкг/л травертинах щ элементов Таблина 5.9. Конпентиянии пелкоземельных

Таблица 5.9. Продолжение

	Ηf	0,014	0,0078	< 0,003	0,020	0,022	< 0,003	< 0,003	< 0,003	0,036	0,084	3,6	< 0,003	0,020
	Lu	0,12	0,018	0,014 <	0,044	0,015	0,002 <	),0032 <	0,10 <	0,037	0,11	1,8	0,002 <	0,049
	Yb	0,65	0,11	0,11	0,38	0,089	),0073 <	0,045 (	0,74	0,28	0,76	11,0	< 0,004 <	0,30
	Ш	0,091	0,018	0,024	0,043	0,009	< 0,004 (	< 0,004	0,10	0,050	0,12	1,7	0,0033 <	0,047
	Er	0,63	0,12	0,11	0,34	0,074	0,013	0,033	0,74	0,37	0,98	9,8	0,01	0,37
	Но	0,21	0,065	0,044	0,15	0,029	0,009	0,021	0,33	0,17	0,43	2,8	0,003	0,14
	Dy	0,70	0,25	0,17	0,52	0,087	0,054	0,063	0,96	0,91	1,8	11,9	0,031	0,46
	Tb	0,082	0,040	0,015	0,07	0,007	0,006	0,006	0,13	0,17	0,26	1,6	0,0038	0,072
	Gd	0,56	0,24	0,096	0,53	0,056	0,033	0,060	0,90	1,4	1,7	8,7	0,028	0,43
	Eu	0,10	0,052	< 0,01	0,12	< 0,01	< 0,01	0,014	0,19	0,15	1	1,4	0,009	< 0,01
	Sm	0,27	0,17	0,062	0,5	0,012	0,030	0,033	0,47	1,7	1,1	7,2	0,055	0,30
	Nd	1,3	0,71	0,22	2,1	0,11	0,13	0,26	2,6	9,5	3,9	28,5	0,16	1,2
	Pr	0,24	0,16	0,038	0,5	0,022	0,020	0,064	0,64	2,6	1,0	8,0	0,037	0,29
	Ce	0, 31	1,0	0,10	3,3	0,069	0,16	0,22	4,3	17,6	6,5	78,2	0,29	2,1
	La	0,61	0,45	0,13	1,4	0,063	0,059	0,25	3,1	7,0	2,7	26,1	0,12	0,83
	Место отбора образцов	Р. Кизилкол, древний травертин	Р. Кизилкол, древний травертин	Левый борт р. Кизилкол, травертиновый купол (сухой)	Р. Кизилкол, карбонатные натеки на скв. 1	Левый борт р. Кизилкол, травертиновый купол (су- хой) № 2	Левый борт р. Кизилкол, травертиновый купол (су- хой) № 2	Левый борт р. Кизилкол, древний травертиновый купол (сухой) № 3	Р. Кизилкол, свежий тра- вертин	Нарзан в русле р. Битикте- бе, цементация песчаных осадков в районе ист.	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, свежий травертин	Учкуланичи, свежий тра- вертин	Р. Аманкол, обломок древ- него арагонита	Ингушли, нижний нарзан, свежий травертин
омер	образца	K1/00	K2/00	K3/00	K4/00	K5-1/00	K5-2/00	K6/00	K7/00	4/98-00	7/98	22/01	17/01	20/00
H	95.2 .219 вн	6	<u>9a</u>	10	11	12	12	13	14	15	16	17	18	19

#### 5.8. Травертины как индикатор флюидного режима

Продолжение
5.9.
Таблица :

						3			3	3	3	ŝ	[]																										
	JΗ	0,031	0,013		0,03	< 0,003		0,016	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,002	< 0,003																										
	Lu	0,16	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	n, u, u	0,004	0,18	0,016		0,10	0,074	0,017	0,0027	0,005	0,002												
	Yb	1,4	0,049		1,3	0,13		0,52	0,49	0,15	0,013	0,035	0,014																										
	Tm	0,24	0,01		0,21	0,020		0,077	0,077	0,017	< 0,004	0,0036	0,0016																										
	Er	2,4	0,058	0,023 0,058	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_					_	-	_		_	_	_	_	_	_	_	1,5	0,13		0,50	0,61	0,26	0,041	0,039	0,020
	Но	1,1	0,023																												-	-	-	-					
	Dy	4,3	0,12		2,5	0,19		0,52	0,98	0,64	0,066	< 0,006	< 0,006																										
	Tb	0,67	0,017		0,35	0,022		0,062	0,13	0,15	0,0049	< 0,003	< 0,003																										
	Gd 5,5				2,2	0,20		0,42	0,86	1,1	0,045	0,035	0,023																										
	Eu	1,1	< 0,01	атадный Кавказ Западный Кавказ	Западный Кавказ	Западный Кавказ	Западный Кавказ	Западный Кавказ	Западный Кавказ	Западный Кавка:	Западный Кавка:	Западный Кавка:	Западный Кавка:	Западный Кавка:	Западный Кавка:	Западный Кавка	ападный Кавказ	ападный Кавказ	западный Кавказ	западный Кавказ	і Кавказ	і Кавказ	й Кавка	0,50	0,048	Ocemu	< 0,01	0,16	0,22	< 0,01	0,011	0,011							
	Sm	5,5	0,09																							1,7	0,16	еверная	0,20	0,49	1,1	0,036	0,023	0,023					
	Nd	31,0																					5,9	0,49		0,87	1,3	4,2	0,078	0,10	0,075								
	Pr	8,4	0,084															1,3	0,11		0,19	0,25	1,1	0,0072	0,016	0,017													
	Ce	14,7	0,74																					9,0	0,76		1,3	1,1	6,8	0,063	0,11	0,13							
	La	32,1	0,33		4,9	0,37		0,65	0,53	3,2	0,024	< < 0,009	0,066																										
	Место отбора образцов	Р. Уллукам, верховья, об- ломок травертина из ко- нечной морены, травертин плотный, хорошо раскри- сталлизованный, слегка ожелезненный	Ист. Провал (г. Пятигорск), свежий травертин		Лаштракский нарзан (Кис- лые источники), верхняя часть купола, свежий тра- вертин	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники), свежий травертин из основания купола		Кубус (р. Танадон), све- жий травертин	Хасиевский нарзан, све- жий травертин	) Цмиаком-дон, цементация брекчии в районе источ- ника	Тиб-1, свежие натеки на скв.	Чельдиевский нарзан, старый травертин	Карта, травертин свежий																										
Чомер	образца	148-4	Πp/00		29-2/01	29-5/01		23/99	33/00	33-1/00	35/00	8/03	9/03																										
	98.2.36	21	27		28	28		29	30	31	32	33	34																										

# Таблица 5.9. Продолжение

	Ηf	< 0,003	< 0,003	0,016	< 0,003	< 0,003	< 0,003		< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003
	Lu	0,006	0,014	0,171	0,025	0,085	0,0046		0,029	0,029	0,014	0,11	0,07
	Yb	0,037	0,083	1,35	0,15	0,62	0,026		0,18	0,16	0,085	0,69	0,48
	Tm	0,0066	0,013	0,221	0,022	0,10	0,0087		0,027	0,030	0,013	0,10	0,07
	Er	0,048	0,093	1,75	0,16	0,70	0,044		0,21	0,16	0,094	0,68	0,57
	Но	0,022	0,034	0,67	0,065	0,19	0,023		0,069	0,047	0,035	0,21	0,20
	Dy	0,10	0,11	2,32	0,21	0,68	0,12		0,30	0,16	0,15	0,90	0,90
	Tb	0,015	0,014	0,29	0,028	0,076	0,021		0,043	0,023	0,023	0,12	0,14
	Gd	0,092	0,075	1,62	0,17	0,44	0,12		0,29	0,11	0,16	0,79	0,91
	Eu	0,036	0,023	0,34	0,033	0,10	0,025	Осетия	0,093	0,030	0,055	0,20	0,23
	Sm	0,076	0,048	0,9	0,077	0,30	0,084	Ожная	0,22	0,074	0,12	0,6	0,78
	Nd	0,26	0,23	3,2	0,42	1,2	0,27		0,83	0,30	0,43	2,1	3,1
	Pr	0,049	0,039	0,84	0,12	0,30	0,056		0,18	0,064	0,10	0,44	0,70
	Ce	0,29	0,23	4,8	0,70	2,5	0,33		1,1	0,33	0,59	2,7	3,7
	La	0,16	0,12	3,3	0,36	1,2	0,16		0,69	0,081	0,35	1,8	3,0
	Место отбора образцов	Згиль, нижний нарзан, свежие карбонатные ко- рочки	Бубу, нарзан, свежий тра- вертин	) Верхний Кармадон, теплый нарзан, верхняя часть ку- пола	) Верхний Кармадон, теплый нарзан, нижняя часть ку- пола	Верхний Кармадон, теплый нарзан, свежий натек тра- вертина после схода селя	Р. Нар-дон, обломок древ- него травертина		Сба, нарзан, натеки старо- го травертина	Суна, нарзан, свежий тра- вертин	Бритата, нарзан левобе- режный, старый траверти- новый конус	Бритата, верхний нарзан правобережный, свежий травертин	Бритата, верхний нарзан правобережный, старый травертин
łомер	образца	10/03	13/03	38-1/00	38-2/00	4/03	Hap		18/03	19/03	26/03	27/03	27a/03
E E	98.2.5 эид вн	35	36	37	37	37	38		39	40	41	42	42

#### 5.8. Травертины как индикатор флюидного режима

## Таблица 5.9. Окончание

	<i>ou 3</i>	. эелекислые	60001																														
		Ηf	< 0,003	< 0,003		< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003	< 0,003		< 0,003																				
		Lu	0,02	0,004		-		0,085	0,008	0,13	0,011	0,009	0,006		0,071																		
		Yb	0,14	0,025			0,754	0,050	1,0	0,109	0,059	0,032		0,56																			
		Tm	0,021	0,0036			0,017	0,0034	0,18	0,016	0,007	0,0046		0,10																			
		Er	0,16	0,023		0,056	0,023	1,4	0,14	0,10	0,043		0,93																				
		Но	0,06	< 0,003	точный и Северо-Восточный Кавказ (Дагестан)	точный и Северо-Восточный Кавказ (Дагестан)	точный и Северо-Восточный Кавказ (Дагестан)	сточный и Северо-Восточный Кавказ (Дагестан)	сточный и Северо-Восточный Кавказ (Дагестан)					0,021	0,0086	0,55	0,051	0,029	0,0087		0,37												
		Dy	0,25	< 0,006						0,14	0,047	2,9	0,21	0,18	0,051		2,0																
		Tb	0,036	0,0083						сточный и Северо-Восточный Кавказ (Дагеста	ючный Кавказ (Дагеста)	ючный Кавказ (Дагеста)	ючный Кавказ (Дагеста)	ючный Кавказ (Дагеста	0,028	0,011	0,5	0,026	0,027	0,0068		0,33											
		Gd	0,25	0,050											0,22	0,062	3,8	0,19	0,18	0,061	90d	2,0											
		Eu	0,062	0,14											ючный	ючный ]	ючный ]	ючный ]	ючный ]	< 0,01	< 0,01	0,90	0,038	0,033	0,031	nosyocm	0,50						
		Sm	0,19	0,053							0,31	0,053	4,2	0,18	0,13	0,059	анский	1,9															
		Nd	0,93	0,11							сточный и Севе	точный и Севе	сточный и Севе	точный и Севс	точный и Сево	сточный и Севе	сточный и Севе	точный и Севс	точный и Сев	точный и Севе	1,1	0,13	18,5	0,67	0,63	0,29	Tan	8,8					
		Pr	0,19	0,020																					точный	0,24	0,024	4,7	0,17	0,14	0,05		2,2
		Ce	0,43	0,10	Boc	2,0	0,23	21,7	0,80	0,82	0,35		20,3	Ia cm. B 1																			
		La	0,80	0,061		1,1	0,11	14,1	0,58	0,55	0,30		9,7	равертин																			
		Место отбора образцов	Бритата, средний нарзан правобережный, травертин с сухого купола (изливался до землетрясения)	Кесельта, карбонатные жилы из сланцев в районе выхода минеральной воды		Берикей, скв. 20 (Нобеля), старые травертины	Куанский (главный), нар- зан, свежий травертин	Карьер в сел. Талги, из- вестняк К., неизмененный	Карьер в сел. Талги, круп- ные кристаллы калыцита, окрашенные битумом из трешин в известняках K <sub>2</sub>	Карьер в сел. Талги, мел- кие кристаллы кальцита, окрашенные битумом из трещин в известняках K <sub>2</sub>	Карьер в сел. Талги, араго- нитовая жила в известня- ках K <sub>2</sub>		Обломок карбонатной жи- лы из вулкана Горелый	одробное описание образцов т																			
	Номер	влевразца	28/03	31/03		206/02	229/02	Д5/02	Д6/02	Д13/02-1	Д7/02		X/94	Более по																			
	-	98.2.5.36	43	44		46	47	49	49	49	49		51	*																			

### Глава 5. Углекислые воды



**Рис. 5.38.** Спектры РЗЭ воды (1) и травертинов (2–4) источника Тохана-верхний (нормированы на PAAS)

Травертины отобраны на разном удалении от источника: 2 — 25 м (обр. № Т3/01, зона *Б*);

3 — 50 м (обр. № Т4/01, зона *В*); 4 — 250 м (обр. № Т6/01, зона *I*)

## Взаимоотношение химического состава карбонатов и воды

Задачей реконструкции палеофлюидного режима является определение физико-химических характеристик флюида: минерализации, доминирующих компонентов солевого состава, окислительно-восстановительных условий, а также температурных условий осаждения минералов и «базовых температур» формирования вод.

Для решения этих задач существует несколько подходов, например, анализ газово-жидких включений во вторичных минералах, а также исследование парагенезов аутигенных минералов и их химического состава.

Попытки реконструкции особенностей химического состава минеральных вод по составу травертинов уже предпринимались при исследовании источников Памира [Дислер, Коновалова, 1989]. В частности, было предложено использовать концентрацию кремния и величину Fe/Mn для реконструкции температурных и окислительно-восстановительных характеристик флюида. Однако из-за небольшого числа определяемых компонентов эти работы не получили дальнейшего развития.

Располагая результатами поликомпонентных химических анализов травертинов и воды (см. табл. 5.7 и 5.8), мы получили возможность проанализировать более широкий спектр химических элементов.

Поскольку концентрация хлора в карбонатах не определялась, о минерализации воды можно

судить по концентрациям щелочных металлов, присутствующих в виде примеси в карбонатах. Для этой цели наиболее пригоден натрий. В солевом составе вод он часто является доминирующим катионом, и его концентрация коррелирует с суммарной минерализацией раствора (рис. 5.39).

Концентрации натрия в воде (см. табл. 5.7) и в травертинах (см. табл. 5.8) связаны между собой прямой зависимостью (рис. 5.40, *a*). Следовательно, используя уравнение регрессии, приводимое на рисунке, можно реконструировать концентрацию натрия в растворе и, в конечном итоге, получить представление о минерализации вод (см. рис. 5.39).

Следует заметить, что наиболее точные оценки минерализации по Na получаются только для вод с общим содержанием солей более 10 г/л (см. рис. 5.39). При меньшей минерализации (особенно меньше 2 г/л) разброс фигуративных точек возрастает, а значит снижается и точность определения минерализации. Очевидно, что в маломинерализованных водах возрастает роль ионов ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $HCO_3^-$  и  $SO_4^{2-}$ ), имеющих бо́льшую молекулярную массу, чем Na<sup>+</sup> и Cl<sup>-</sup>.

Таким образом, этот метод не позволяет по разновозрастным травертинам фиксировать небольшие изменения минерализации воды — в диапазоне до первых сотен миллиграмм на литр. С его помощью, очевидно, можно только различать карбонаты, образовавшиеся из более контрастных по минерализации вод: с низким (< 2–3 г/л), средним (3–20 г/л) или высоким (> 20 г/л) содержанием солей.


**Рис. 5.39.** Соотношение концентрации натрия и минерализации вод Кавказского региона

Помимо натрия, для определения общей минерализации можно использовать и литий, для которого устанавливаются аналогичные корреляционные взаимоотношения в системе «карбонат–вода» (см. рис. 5.40, б). Однако результаты определения минерализации воды таким способом, на наш взгляд, оказываются менее достоверными.

Исследование микрокомпонентов в травертинах позволяет также получить некоторые представления о характере водовмещающих пород. В этом плане особенно информативным оказывается бериллий.

Известно [Крайнов и др., 1966], что для углекислых вод, формирующихся в кристаллических породах (в гранито-гнейсах), характерны высокие концентрации бериллия. При контакте вод с осадочными породами концентрация Ве в них резко снижается (за счет сорбции на глинистых минералах).

Действительно, в минеральных водах Большого Кавказа максимальные концентрации бериллия (от 1 до 5–30 мкг/л) встречаются в углекислых водах Главного хребта, приуроченных к кристаллическим массивам гранито-гнейсов раннего палеозоя. В углекислых водах Передового хребта и южного склона Большого Кавказа, развитых в осадочных комплексах ранне-среднеюрского возраста, концентрация этого элемента резко снижается (до 0,05–0,5 мкг/л). Азотные и метановые воды предгорных районов Восточного, Западного Кавказа, Предкавказья и Закавказья, формирующиеся в слаболитифицированных осадках мезозой-кайнозойского возраста, отличаются еще более низкими концентрациями Ве (< 0,05 мкг/л). Поэтому корреляция концентраций бериллия в карбонатах и воде может дать представление о вещественном составе коллекторов, в которых происходило формирование вод.

Соотношение концентраций бериллия в системе «вода-карбонат» составляет примерно 1:1 (см. рис. 5.40, *в*). На основании этих оценок концентрация бериллия в исходном растворе может быть легко установлена.

Анализ системы «травертин–вода» позволяет также реконструировать концентрации в растворе двухвалентных катионов (Mg, Sr, Ba) (рис. 5.41,  $a, \delta$ ; см. рис. 5.40, e).

Аналогичным образом можно оценить и концентрацию в воде серы, которая соотносится с концентрацией в травертине как ~1:10 (см. рис. 5.41, e).

В минеральных водах Большого Кавказа сера в воде представлена практически полностью сульфат-ионом ( $H_2S$  отсутствует или его концентрация незначительна). Поэтому эти построения дают представление о концентрации иона  $SO_4^{2-}$  во флюиде.

Спектры редкоземельных элементов, присутствующих в воде и в травертинах, в целом сходны (см. рис. 5.14 и 5.38). Как и в углекислых водах, в большинстве проб травертина отмечается относительное увеличение нормированных концентраций от Sm-Eu к Lu. Причем в районах, где наблюдается обогащение вод европием, например, в источниках Южной Осетии (Сба и Суна, номера 39 и 40), максимум его норми-



145



**Рис. 5.41.** Сопоставление концентраций стронция (*a*), бария (*б*), серы (*в*) в травертине (т) и воде (в) Условные обозначения см. на рис. 5.40

рованной концентрации отмечается и в травертинах. Соответственно возникает перспектива использования хемогенных карбонатов для реконструкции спектров редкоземельных элементов<sup>6</sup> в исходных растворах. Это актуально для минеральных вод, так как концентрации РЗЭ в них часто оказываются ниже предела обнаружения метода ICP-MS.

Таким образом, исследуя химический состав травертинов, можно получить представление о некоторых особенностях солевого состава исходного флюида (концентрациях Na, Li, Mg, S, Sr, Ba и общей минерализации), а также о типе водовмещающих пород (по содержанию Be).

Сравнение холодных источников Кавказа и термальных вод Чукотки показывает (см. рис. 5.40 и 5.41), что температурные и региональные особенности минеральных вод в большинстве случаев не сказываются на характере перераспределения химических элементов в системе «карбонатвода». Исключением, пожалуй, является только магний (см. рис. 5.40, г). Из общей группы фигуративных точек особенно сильно выделяются высокотермальные (50-95 °C) азотно-углекислые воды, для которых характерны ультранизкие концентрации магния (< 10 мг/л). Напротив, теплые (~20 °С) углекислые воды Чукотки и их осадки по концентрации магния близки источникам и травертинам Кавказа. Возможно, в данном случае сказываются не только температурные условия осаждения карбонатов, но и региональные особенности формирования солевого состава вод.

## Травертины и температуры флюидогенерации

Концентрация кремния, а также величины Li/Na, Li/Mg, Na/K в водных растворах зависят от температурных условий взаимодействия в системе «вода–порода». Поэтому они традиционно используются в качестве геотермометров — для определения «базовых»<sup>7</sup> температур флюидо-

<sup>&</sup>lt;sup>6</sup> Очевидно, что исследование спектров РЗЭ в водах можно проводить и по данным химического состава гидроксидов железа, осаждение которых в источниках отмечается чаще, чем травертинов. Однако эта задача находится за рамками данного исследования.

<sup>&</sup>lt;sup>7</sup> Под «базовой» или пластовой температурой мы понимаем температуру формирования солевого состава воды в толще пород (на максимальных глубинах циркуляции вод). «Базовая» температура зависит от глубины циркуляции вод и местных геотермических условий. Соответственно, «базовая» температура будет всегда выше температуры воды в источнике. Поэтому она не равноценна температуре формирования травертинов.

генерации подземных вод [Fournier, Truesdell, 1973; Fournier, Potter, 1979; Kharaka, Mariner, 1989; Fouillac, Michard, 1981; и др.]. Эти геотермометры фиксируют *максимальную* температуру, при которой формировался флюид в глубоких горизонтах земной коры.

Проблема выбора предпочтительного геотермометра затрагивалась нами ранее при оценках температур флюидогенерации минеральных источников Эльбрусского и Кельско-Казбекского районов Большого Кавказа [Лаврушин, Поляк, 2001; Лаврушин, Маковозов, 2004]. Было показано, что для углекислых вод горных районов лучше применять Na-Li-геотермометр, так как Si- и Mg-Li-температуры могут искажаться, например, из-за разбавления минеральных вод атмосферными осадками. Для более минерализованных вод осадочных бассейнов (> 15 г/л) лучше применять Mg-Li-геотермометр [Лаврушин, Мацапулин, Кулешов, 2003].

Нашей задачей является оценка возможности расчета «базовых» температур флюидогенерации по данным химического состава травертинов.

Почти для всех химических элементов (см. рис. 5.40) или их отношений (рис. 5.42, *а-в*), используемых в расчетах, могут быть установлены корреляционные соотношения для системы «вода-карбонат». Это позволяет по химическому составу травертинов оценить концентрации Li, Na, Mg, Si в исходном растворе. Полученные значения можно использовать в уже известных формулах для расчета «базовых» температур по гидрохимическим геотермометрам [Fournier, Truesdell, 1973; Fournier, Potter, 1979; Kharaka, Mariner, 1989; Fouillac, Michard, 1981; и др.]. Исключение составляет только Na-К-геотермометр, так как реконструкция концентрации калия в растворе по химическому составу травертина не дает удовлетворительных результатов.

«Базовые» температуры формирования вод можно также оценить, сопоставляя величины Li/Na, Li/Mg или Si в травертинах со значениями «базовых» температур, рассчитанных по имеющимся химическим анализам воды (см. табл. 5.7). Аналитические выражения, связывающие расчетную температуру воды и отношения или сами концентрации элементов в травертинах, приведены на графиках (см. рис. 5.42, *г*–*е*).

Сопоставление химического состава травертинов и «базовых» температур, рассчитанных по химическим анализам холодных и термальных вод Большого Кавказа и Чукотки, показывает, что региональные особенности формирования состава вод, а также температурные условия образования травертинов почти не сказываются на показаниях Na-Li- и Mg-Li-геотермометров (см. рис. 5.42, e, d). По Si-термометру источники двух регионов заметно различаются, при этом особенно резко выделяются высокотемпературные источники Чукотки (Мечигменские, t до 95 °C) (см. рис. 5.42, e). Из этого следует, что оценки «базовых» температур по Si-термометру являются наименее точными.

Определение «базовых» температур, выполненное в различных частях травертиновых куполов холодных источников (Тохана-верхний, Ирик-нарзан, Лаштракский), показало, что они меняются по простиранию травертиновой постройки. Особенно ярко это проявляется на крупном куполе источника Тохана-верхний. Здесь от вершины к подошве постройки Na-Liи Mg-Li-температуры снижаются почти в 2 раза. При этом пробы воды, отобранные из ручья на разном удалении от источника, практически не различаются по величинам «базовых» температур. Очевидно, на оценки «базовых» температур по травертинам влияют скорости осаждения карбонатов — при интенсивном осаждении они содержат больше элементов-примесей (в том числе Li и Na).

Однако на небольших куполах, имеющих протяженность в первые десятки метров (Ирикнарзан, Верхний Баксан и Лаштракский), эта тенденция выражена не столь ярко, и показания геотермометров в верхней и нижней частях постройки (на расстоянии до 20–30 м) почти не различаются (различия не превышают 5–15 °C).

Таким образом, данные о химическом составе травертинов позволяют проводить оценки «базовых» температур флюидогенерации. Наилучшие результаты могут быть получены при исследовании небольших купольных структур, размер которых не превышает первые десятки метров. С увеличением линейных размеров купола точность таких оценок снижается.

## Особенности изотопного состава углерода и кислорода в травертинах

Величины  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О в травертинах Большого Кавказа варьируют от -6,8 до +16,3% (среднее +5,8% для n = 66) и от +16,4 до +28,1%



**Рис. 5.42.** Взаимоотношение величин Li/Na (*a*), Li/Mg (*б*) и концентрации Si (*в*) в травертине (т) и воде (в) и их соотношение с «базовыми» температурами формирования вод, рассчитанными по Na-Li- (*г*), Mg-Li- (*д*) и Si- (*е*) геотермометрам

Условные обозначения см. на рис. 5.40

(среднее +23,5‰ для n = 66), соответственно (табл. 5.10) [Лавушин и др., 2006]. Таким образом, по величине  $\delta^{13}$ С травертины часто оказываются заметно тяжелее карбонатов морского происхождения (~0‰). Изотопно-тяжелые карбонаты часто встречаются в травертинах и других горных систем: Альп, Анд, Камчатки и др. [Gonfiantini et al., 1968; Chafetz et al., 1991; Blas et al., 1999; Набоко и др., 1999]. От них резко отличаются карбонаты (изотопно-легкие по  $\delta^{13}$ С), образующиеся из вод, в газах которых присутствует метан.

Изотопные характеристики травертинов определяются многими факторами, например, изотопным составом исходной CO<sub>2</sub>, температурными условиями осаждения карбонатов, степенью пересыщения вод по карбонатам кальция.

В источниках Главного хребта Большого Кавказа величина  $\delta^{13}$ С спонтанной CO<sub>2</sub> варьирует от –8 до –5‰ [Лаврушин и др., 2001]. По величинам  $\delta^{13}$ С практически все карбонаты оказываются неравновесными такой углекислоте. Разница между величинами  $\delta^{13}$ С в CaCO<sub>3</sub> и в CO<sub>2</sub> часто составляет 11–14‰, достигая в отдельных случаях 24‰ (источник Тохана-верхний) (см. табл. 5.10, № 7).

На диаграмме (рис. 5.43) видно, что значения  $\delta^{13}$ C и  $\delta^{18}$ O в карбонатах изменяются прямо пропорционально, причем как в рамках всего Кавказского региона, так и в пределах отдельно взятых купольных структур: Ирикнарзан (№ 1), нижний нарзан в селении Верхний Баксан (№ 2), Тохана-верхний (№ 7), Лаштракский (№ 28). Это может объясняться смешением флюидов с различным изотопным составом углерода и кислорода. Однако, если эта гипотеза применима для объяснения изменений изотопных характеристик карбонатов в пределах всего Кавказского региона (т.е. учитывает региональные вариации изотопного состава спонтанной СО<sub>2</sub> [Лаврушин и др., 2001; Лаврушин, Дубинина и др., 2003]), то для интерпретации величин  $\delta^{13}$ C и  $\delta^{18}$ O в отдельно взятых структурах она не применима. В последнем случае предположение о смешении флюидов разного генезиса, вызывающих сильные изменения  $\delta^{13}C(CO_2)$ , мало вероятно. В Приэльбрусье изотопный состав углерода спонтанной СО2 довольно стабилен, как по площади (-8÷-5‰), так и во времени — диапазон вариаций значений  $\delta^{13}C(CO_2)$  при режимном опробовании не превышает 0,5-1,0%.

Опробование травертиновых построек по простиранию показало (см. табл. 5.10, номера 1,

#### 5.8. Травертины как индикатор флюидного режима

2, 7, 27, 28, 29, 37), что величины  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О изменяются всегда закономерно — с удалением от очага разгрузки минерального источника изотопный состав карбонатов утяжеляется, как по углероду, так и по кислороду. Наиболее ярко эта тенденция прослеживается на источнике Тохана-верхний (рис. 5.44, *а* и *б*). Здесь на протяжении ~350 м величины  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О изменяются от +3,8 до +16,3‰ и от +24,6 до +28,1‰, соответственно.

Аналогичные закономерности ранее уже отмечались при исследовании травертиновых образований Йелустонского парка и Пиренеев. Они объяснялись кинетическими эффектами фракционирования изотопов кислорода и углерода [Gonfiantini et al., 1968; Friedman, 1970; Dandurand et al., 1982].

Для проверки этой гипотезы и оценки масштабов влияния процессов фракционирования изотопов С и О на величины  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О была разработана термодинамическая модель процесса травертинообразования [Бычков и др., 2007]. Расчеты показали, что величина  $\delta^{13}$ С в системе «вода–кальцит» регулируется исключительно процессом изотопного фракционирования, протекающим при дегазации пересыщенной по СО<sub>2</sub> минеральной воды. Этот процесс оказывается доминирующим и по своему значению намного превышает роль кинетических эффектов, сопровождающих собственно осаждение кальцита из раствора.

Однако данная модель не дает универсального объяснения для изменчивости величин  $\delta^{18}$ О. В рамках модели рост величин  $\delta^{18}$ О может происходить только при осаждении карбонатов при пониженных температурах (около 0 °C). Впрочем, учитывая значительные абсолютные отметки большинства источников — более 1500-2000 м (см. табл. 5.6), такая вероятность существует. На высотах более 1500 м на теплое время (со среднесуточной температурой выше 5-10 °C) в году приходится всего 3-4 месяца. Однако все источники опробовались в теплое время года (в июле-сентябре), и на изотопные анализы свежих травертинов, по возможности, отбирались соскобы карбонатов с поверхности образца. Поэтому такое объяснение не является удовлетворительным.

Другим процессом, способным вызвать такие же изменения  $\delta^{18}$ О, может быть испарение воды, которое особенно усиливается в летние месяцы и, вероятно, частично или полностью компенсирует температурные эффекты фракционирования изотопов кислорода в системе «карбонат–вода».

H	Номер			$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
на рис. 5.36	образца	Место отбора образцов	Описание образцов	%	)
		Травертин	ы и натечные образования		
			Приэльбрусье		
1	8-2/01	Ирик-нарзан	Ожелезненный травертин, средняя часть купола, в ~15 м ниже ист.	22,2	5,7
1	8-4/01	Ирик-нарзан	Свежий травертин, верхний слой, в ~30 м ниже ист.	21,8	5,1
1	8-3/01	Ирик-нарзан	Старый травертин, замещение травы кар- бонатом	20,3	3,8
1	18/99	Ирик-нарзан	Травертин ожелезненный	20,9	5,0
1	18/99	Ирик-нарзан	Плотный зональный травертин, хорошо раскристаллизованный	19,9	4,3
2	176/99	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	Травертин, массивный, хорошо раскри- сталлизованный, старый	26,2	7,4
2	9-2/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	Свежий травертин, в 2,5 м ниже ист., креп- кий, пористый, ожелезненный	24,1	5,1
2	9-1/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	Свежий травертин, низ потока, в 10 м ни- же ист., соскоб с дневной поверхности образца	23,3	5,4
2	9-3/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	Старый травертин, хорошо раскристалли- зованный	26,4	5,7
2	9-5/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	Травертин, в 3 м выше по склону от со- временного выхода ист.	27,0	7,0
26	10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	Свежий травертин	24,5	6,0
26	177/99	Верхний Баксан, нарзан выше селения	Массивные травертины	24,6	6,1
3	175/99	Верхний Баксан, нарзан в 1500 м выше устья р. Кыр- тык	Травертин ожелезненный	22,3	5,3
4	17/99г-2	Р. Кыртык, перевал Кырты- кауш	Травертин на перевале Кыртыкауш	23,1	6,8
4	17/99г-1	Р. Кыртык, перевал Кырты- кауш	Травертин на перевале Кыртыкауш	23,8	6,0
5	24-1/00	Шаукол, средний нарзан	Старый травертин, крепкий, пористый, с натеками карбонатов	23,7	7,0
6	17/98	Малка, слабительный нар- зан	Травертин у источника, пористый, креп- кий, свежий	25,4	6,7
6	17/98г	Малка	Маленький сталактит, из грота на склоне долины р. Малка, вблизи от нарзана 17/98	25,0	6,6
7	T2/01	Тохана-верхний, нарзан	Свежий травертин, в 3-5 м от ист.	25,9	9,2
7	T3/01	Тохана-верхний, нарзан	Травертин свежий, в 25 м от выхода ист.	25,0	3,8
7	T4/01	Тохана-верхний, нарзан	Верхний слой свежего травертина, в 50 м от выхода ист.	24,6	5,0
7	T5/01	Тохана-верхний, нарзан	Верхний слой свежего травертина, в 75 м от выхода ист.	25,2	7,4
7	T6/01	Тохана-верхний, нарзан	Верхний слой свежего травертина, в 250 м от выхода ист.	25,8	10,0

### Таблица 5.10. Изотопный состав травертинов и карбонатной минерализации Кавказского региона

H	Іомер			$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
на рис. 5.36	образца	Место отбора образцов	Описание образцов	%	2
7	T1/01	Тохана-верхний, нарзан	Травертин старый из основания конуса, в ~250 м от ист.	28,1	12,7
7	14a/98	Тохана-верхний, нарзан	Травертин массивный, старый, подножие купола, в ~350 м от ист.	28,1	16,3
7	14a/98	То же	Травертин массивный, старый, подножие купола, в ~350 м от ист. (дубль)	27,3	16,2
7	14/98	Тохана-верхний, нарзан	Травертин массивный, свежий, средняя часть купола	25,5	8,1
7	14/98	То же	Травертин массивный, свежий, средняя часть купола (дубль)	25,9	8,1
8	18/98	Кизилкол, правый борт	Травертин древний, массивный	23,8	7,7
9	K1/00	Кизилкол, правый борт	Травертин древний, очень плотный, слои- стый (зональный)	23,1	3,9
10	K3/00	Кизилкол, правый борт	Травертин плотный, старый	23,6	3,5
11	K4/00	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	Карбонатные натеки на трубе скважины, изливающей углекислую воду	25,1	10,2
12	K5-1/00	Кизилкол, правый борт	Карбонатная жила из пород девона, хоро- шо окристаллизованный кальцит (четвер- тичный?)	25,2	6,1
12	K5-2/00	Кизилкол, правый борт	Травертин средней плотности, из старого купола, в 200 м выше по склону от K5-1/00	25,7	10,8
13	K6/00	Кизилкол, правый борт	Травертин старый, плотный, хорошо окри- сталлизованный	24,5	3,8
14	K7/00	Кизилкол, нарзан	Травертин свежий, ожелезненный, хорошо окристаллизованный	24,5	7,4
15	4/98	Нарзан в русле р. Битик- тебе	Цементация песчаных осадков в районе ист.	16,21	-2,42
16	7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе, в ~2,5 км ниже ист. Джилы-су	Карбонатная цементация коллювия, в ~30 м ниже выхода минерального ист.	22,9	5,4
17	22/01	Учкуланичи, нарзан	Водорослево-карбонатные натеки на кам- нях у ист., сильно ожелезненные	22,9	5,3
18	17/01	Аманкол	Древний травертин (арагонит), радиально- лучистый, крепкий, хорошо окристаллизо- ванный	24,3	-1,6
19	20/00	Ингушли, нижний нарзан	Травертин свежий, пористый, рыхлый	26,0	7,2
20	7/01	Герхожан-су, нарзан в рай- оне г. Тырныауза	Старый травертин	24,6	1,3
			Пятигорск		
27	Пр-00	Ист. Провал (г. Пятигорск)	Свежий травертин, в ~30 м ниже дороги	19,9	6,2
27	б/н	Ист. Провал (г. Пятигорск)	Свежий травертин, в ~100 м ниже дороги	20,0	6,3
		Северо-Западный	Кавказ (верховья р. Большая Лаба)		
28	29-2/01	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники)	Верхняя часть купола, травертин свежий, валовый образец, в 10 м ниже ист.	23,6	3,9
28	29-3/01	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники)	Свежий травертин, верхний слой, в 25 м ниже ист.	24,3	4,5

## Таблица 5.10. Продолжение

## Таблица 5.10. Продолжение

Н	Іомер			$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
на рис. 5.36	образца	Место отбора образцов	Описание образцов	%	)
28	29-4/01	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники)	Свежий травертин, верхний слой, в 35 м ниже ист.	24,2	5,6
28	29-5/01	Лаштракский нарзан (Кис-	Свежий травертин из подножия купола, в	24,3	6,0
		лые источники)	50 м ниже ист.		
		1	Северная Осетия		
29	23/99a	Кубус (р. Танадон), нарзан	Свежий травертин средней плотности, кор- ковидный, ожелезненный, в 5 м ниже ист.	24,6	5,3
29	23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	Свежий травертин ожелезненный, плот- ный, в 15 м ниже ист.	24,8	6,2
30	33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг- дон	Крепкий травертин, пористый с замеще- нием растительных остатков	22,7	4,3
31	33-1/00	Цмиаком-дон, правый приток р. Ардон	Цементация дресвы пелитоморфным кар- бонатом	21,4	-6,4
32	35/00	Тиб-1, скв.	Карбонатные натеки на трубе скважины	21,2	4,1
33	8/03	Чельдиевский нарзан	Старый травертин, крепкий, хорошо рас- кристаллизованный, выходы выше ист.	20,03	7,04
34	9/03	Карта, нарзан	Травертин свежий, ожелезненный	21,51	7,28
35	10/03	Згиль, нижний нарзан	Свежие карбонатные корочки	20,85	6,69
36	13/03	Бубу, нарзан	Свежий травертин, средняя часть купола	22,15	8,77
37	38-1/00	Верхний Кармадон, нарзан	Травертин средней плотности из ист. $t = 54$ °C, верхняя часть купола	16,4	0,5
37	38-2/00	Верхний Кармадон, нарзан	Травертин пористый из нижней части купола	18,3	0,1
38	Нар	Нар-дон	Обломок рыхлого травертина из аллювия, замещение мха пелитоморфным карбонатом	18,7	-6,8
I			Южная Осетия		
39	18/03	Сба, нарзан	Натеки старого травертина	22,63	2,86
40	19/03	Суна, нарзан	Свежий травертин, средняя часть купола	22,92	10,37
41	26/03	Сел. Бритата	Старый травертиновый конус в центре селения	21,88	5,73
42	27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	Свежий травертин	21,28	5,92
42	27a/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	Старый травертин	19,74	6,33
43	28/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	Травертин из сухого купола (изливался до землетрясения)	21,88	3,51
44	31/03	Кесельта, нарзан	Карбонатные жилы из сланцев в районе выхода минеральной воды	26,96	3,56
I		Северо-Вос	точный Кавказ (Дагестан)		
45	135/90	Термальный источник в русле канала из озера Алжи	Древние массивные травертины из разреза новокаспийской террасы	28,9	10,5
47	229/02	Куанский (главный), нар- зан	Крепкие травертиновые натеки в месте вы- хода минеральной воды	27,59	4,22
48	217/02	Чах-Чах, ист. Образец ото- бран в 500 м ниже по тече- нию ручья от выхода ист. в левом борту ручья — при- тока р. Самур	Карбонатная цементация склоновых отло- жений	24,5	1,11

Н	Іомер			$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta^{13}C_{PDB}$
на рис. 5.36	образца	Место отбора образцов	Описание образцов	%	)
		Известняки, карбонатные	жилы, гидротермально измененные породы		
			Приэльбрусье		
22	o-1/00	Долина р. Кизилкол, аллю- вий	Обломок опалита с включением карбона- тов из осыпи в районе «аэродрома» на р. Кизилкол	24,6	8,9
23	o-2/00	Конечная морена ледника Терскол	Опалит с включением карбонатов	19,4	6,6
24	б/н	Битиктебе в районе ист. Джилы-су	Карбонатная жила в РZ граните	22,6	-3,2
25	M1	Малка (верховья), в 2 км ниже ист. Джилы-су	Глыба мраморизованного темно-серого из- вестняка РZ возраста	16,4	2,0
		Северо-Вос	точный Кавказ (Дагестан)		
49	D4/02	Известняковый карьер в сел. Талги	Бурые и прозрачные кристаллы кальцита из карбонатно-сульфидной жилы в K <sub>2</sub> известняках, с включениями жидкой нефти в порах породы	22,5	2,46
49	D7/02	Известняковый карьер в сел. Талги	Массивная жила (арагонитовая) в извест- няках К <sub>2</sub>	17,55	-13,6
49	D6/02	Известняковый карьер в сел. Талги	Крупные кристаллы кальцита, окрашен- ные битумом, из трещин в известняках	23,49	7,23
49	D13/02	Известняковый карьер в сел. Талги	Мелкие кристаллы кальцита, окрашенные битумом, из трещин в известняках	23,15	6,2
49	D5/02	Известняковый карьер в сел. Талги	Известняки K <sub>2</sub> , неизмененные	26,04	0,96
		Таманский полуос	тров (Россия) и Восточная Грузия		
50	7/97	Восточная Грузия, грязе- вой вулкан Байда	Массивная кальцитовая жила из выбросов грязевого вулкана	22,9	-1,8
51	x/94	Тамань, грязевой вулкан Горелый	Травертин из выбросов грязевого вулкана	25,02	-8,39

#### Таблица 5.10. Окончание

В целом, анализ вариаций изотопного состава карбонатов в пределах отдельно взятых куполов показывает, что величины  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О могут изменяться в широком интервале значений (особенно  $\delta^{13}$ С), увеличиваясь к основанию купола. Их масштаб зависит от размеров постройки. На крупных куполах, таких как Тохана-верхний, максимальный диапазон  $\delta^{13}$ С (CaCO<sub>3</sub>) может достигать 12,5‰.

Учитывая данные и по другим куполам — Верхний Баксан (№ 2), Ирик-нарзан (№ 1), Лаштракский нарзан (№ 28) — удельное изменение  $\delta^{13}$ С по простиранию купола составляет примерно (0,3–0,6)‰ на каждые 10 м. По кислороду удельное изменение  $\delta^{18}$ О существенно меньше — (0,08–0,1)‰ на 10 м.

На первый взгляд, эти данные показывают, что естественные вариации значений  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$ 

в пределах купольных структур могут быть настолько значительными, что их невозможно использовать для реконструкции  $\delta^{13}$ С в исходной СО<sub>2</sub> и, тем более, палеоклиматических обстановок (по  $\delta^{18}$ О). В первую очередь это касается крупных травертиновых построек протяженностью более 100 м. Здесь наиболее контрастными по изотопному составу будут карбонаты из зон *Б* и *Г*.

Однако основной объем CaCO<sub>3</sub> (порядка 80–85% от общего объема карбонатов) осаждается в зоне *B*, и именно травертины этой зоны дольше всего сохраняются при разрушении куполов. Судя по данным моделирования [Бычков и др., 2007], амплитуда вариаций  $\delta^{13}$ С в травертинах центральной зоны (*B*) оказывается намного меньше (~4‰), чем для постройки в целом (12,5‰).



**Рис. 5.43.** Изотопный состав кислорода и углерода в травертинах Большого Кавказа (*1–6*) и Восточной Чукотки (*7*)

1-4 — образцы из травертиновых куполов: 1 — Тоханаверхний, 2 — Лаштракский, 3 — Ирик-нарзан, 4 — Верхнебаксанский нижний нарзан; 5 — единичные образцы травертинов Большого Кавказа; 6 — карбонаты из брекчий грязевых вулканов Тамани и Грузии; 7 — травертины термальных (t = 20-95 °C) источников Восточной Чукотки (ист. Бабушкины Очки, Лорино, Мечигменский); 8 — линии трендов для серий образцов (1-4); 9 — область фигуративных точек термальных источников Восточной Чукотки

Эти данные дают представление о точности реконструкции изотопного состава  $\delta^{13}$ C (CO<sub>2</sub>) флюида, которая для крупных построек, повидимому, не может быть лучше ±4‰. Для небольших куполов точность оценок повышается до ±2‰.

Сопоставление величин  $\delta^{13}$ С в СО<sub>2</sub> и в СаСО<sub>3</sub> показывает, что зависимость между этими характеристиками может быть установлена (рис. 5.45, *a*). Однако она будет справедлива только для небольших куполов (протяженностью не более 50–100 м) и только для холодных источников.

Кислород в травертинах ведет себя более консервативно, так как его изотопный состав буферируется водой. Содержание кислорода в последней намного превосходит объемы <sup>18</sup>О, удаляемые из раствора с CaCO<sub>3</sub> и CO<sub>2</sub>. Соответственно, величина  $\delta^{18}$ О зависит в первую очередь от изотопного состава минеральной воды и температурных условий осаждения карбоната. Действительно, карбонаты, осаждающиеся из термальных источников (Верхнекармадонского и Провал), отличаются более низкими значениями  $\delta^{18}$ O (см. табл. 5.10).

Мы не располагали достаточным количеством определений величин δ<sup>18</sup>О в воде травертиноотлагающих источников. Поэтому взаимосвязь исходного изотопного состава воды и значения  $\delta^{18}$ O (CaCO<sub>2</sub>) может быть установлена только косвенно. Известно, что доля атмосферных осадков в питании углекислых источников горных районов Северного Кавказа составляет не менее 95% от общего объема воды [Лаврушин и др., 2001; Лаврушин, Дубинина и др., 2003]. Термальная активность, связанная с очагами молодого вулканизма, не оказывает заметного влияния на их изотопные характеристики. Возможно поэтому в изотопном составе минеральной воды ( $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ ) сохраняются следы высотной зональности, характерной для атмосферных осадков, выпадающих в горных районах на разных абсолютных отметках. Соответственно недостаток изотопных определений величины δ<sup>18</sup>О в воде травертиноотлагающих источников может быть в какой-то степени восполнен данными об абсолютных отметках выходов вод.

Действительно, если сопоставить абсолютные отметки выходов источников и величины  $\delta^{18}$ О в травертинах, исключив из общей выборки термальные водопроявления и солоноватые



**Рис. 5.44.** Изменение величин δ<sup>13</sup>С (*a*) и δ<sup>18</sup>О (*б*) по простиранию травертинового купола источника Тохана-верхний (Северный Кавказ, Приэльбрусье)



**Рис. 5.45.** Соотношение величин  $\delta^{13}$ С в травертине и в спонтанной CO<sub>2</sub> (*a*) и соотношение величин  $\delta^{18}$ О в карбонате и абсолютных отметок выхода источников (*б*)

1 -холодные углекислые источники; 2 -источники с повышенной минерализацией воды; 3 -Верхнекармадонские термальные источники; 4 -опалиты; 5 -линия тренда (без учета ист. Тохана-верхний (7) на фрагменте *a*); 6 -область фигуративных точек холодных углекислых источников, для которых существует зависимость величин  $\delta^{18}$ О от абсолютных отметок выходов источников.

Цифры на рисунке соответствуют номерам образцов табл. 5.10

источники в селении Верхний Баксан, то для всех оставшихся образцов соотношение величин  $\delta^{18}$ О и абсолютных отметок может быть аппроксимировано прямой линией (см. рис. 5.45,  $\delta$ ).

Таким образом, исследование изотопного состава травертинов холодных источников показывает, что величины  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О, в общем, зависят от изотопного состава исходной углекислоты ( $\delta^{13}$ С) и величины  $\delta^{18}$ О в воде. Однако из-за кинетических эффектов фракционирования изотопов значения  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О не остаются постоян-

#### 5.8. Травертины как индикатор флюидного режима

ными, а возрастают к подошве травертиновых построек. Кроме того, на соотношение величин  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О в системе «карбонат– вода–углекислота» довольно сильно влияют температурные условия осаждения карбонатов. Все эти факторы значительно снижают точность реконструкций изотопного состава исходных газоводных флюидов, а иногда делают их вообще невозможными.

## Особенности палеофлюидного режима некоторых районов Большого Кавказа

Мы пока не располагаем достаточным количеством разновозрастных образцов карбонатного материала для того, чтобы составить целостную картину вариаций флюидного режима на разных этапах геологического развития Большого Кавказа. Большинство собранных нами травертинов, за исключением жильных образований из карьера Талги (Дагестан, Восточный Кавказ (№ 49)) и Приэльбрусья (№ 24), приурочены к четвертичным отложениям и соответственно имеют небольшой, а в большинстве случаев голоценовый возраст. Поэтому изучаемые образцы могут дать представление только о том, насколько сильно менялись геохимические характеристики минеральных источников Кавказа в голоцене — конце плейстоцена.

## Вариации химического состава воды действующих источников

Среди опробованных минеральных источников имеются такие, в которых образования травертинов в настоящее время не происходит (см. табл. 5.8, номера 5, 19, 33, 39, 43, 46). Однако в непосредственной близости от них имеются наслоения старых травертинов.

Оценки минерализации (по Na и Li в травертинах) показывают, что во многих источниках (Шаукол-средний (№ 5), Чельдиевский (№ 33), Сба (№ 39), Бритата, средний нарзан (№ 43)) соленость вод, из которых ранее осаждались травертины (0,5–2 г/л), примерно соответствовала современной (см. табл. 5.7).

Только в отдельных случаях расчетная минерализация отличалась от наблюдаемой. Например, для источника Ингушли, нижний (№ 19) оценки минерализации показывают, что травертины здесь образовались из вод со значительно большей минерализацией (~20 г/л), чем показало наше опробование (см. табл. 5.7, № 19, минерализация равна ~4 г/л). Известно, что здесь ранее (до 30-х годов XX в.) существовал высокоминерализованный источник (~20 г/л) (источник № 91 [Углекислые минеральные воды..., 1963]), который не был обнаружен при более позднем опробовании в 50-90-е годы. Вероятно, это связано с тем, что центральный выход соленых вод со временем был перекрыт травертинами, и при более позднем опробовании изучались опресненные выходы воды, расположенные на периферии травертиновых образований.

Действительно при нашем посещении этого источника в 2000 г. выход минеральной воды отмечался только на периферии купола. Причем из этой воды осаждения карбонатов не отмечалось. В центре купола наблюдалось только слабое высачивание минеральной воды по напластованиям травертина, а из-под толщи травертина были слышны звуки пробулькивания спонтанных газов.

В другом минеральном источнике (см. рис. 5.36, № 46), возникшем на месте аварийной скважины Нобеля (скв. 20 в пос. Берикей, Южный Дагестан), оценки минерализации дают обратные результаты. В настоящее время здесь изливаются рассолы с минерализацией 72 г/л. Реконструкция же солевого состава показывает, что корки старых травертинов, местами покрывающие берега соленого водоема, образованного источником, осаждались из менее минерализованных вод (~9 г/л). Можно предположить, что в разрезе имеется несколько газонасыщенных водных резервуаров, различающихся по минерализации и составу вод. Осаждение травертинов происходит только при вскрытии менее минерализованных вод, в газовом составе которых присутствует углекислота (сейчас в составе спонтанных газов доминирует метан).

## Травертины высохших источников и опалиты Приэльбрусья

Минеральные источники Эльбрусского района обследовались нами более детально, чем, например, углекислые источники южного склона Большого Кавказа (Кельско-Казбекский район). Возможно, поэтому большинство находок старых травертинов приурочено к кальдере Эльбруса. Образцы карбонатсодержащего материала весьма разнородны — часть из них отбиралась из старых травертиновых куполов в правом борту р. Кизилкол (см. табл. 5.8, номера 9–13). Другие представляют собой разрозненные обломки травертинов (см. табл. 5.8, № 21) и гидротермально измененных вулканитов (опалиты) (см. табл. 5.10, номера 22, 23), найденные в аллювии и конечных моренах Эльбрусских ледников.

В правом борту долины р. Кизилкол на участке протяженностью ~3 км были обнаружены шесть небольших травертиновых куполов. Все они располагаются на склонах современной речной долины и имеют относительно хорошую сохранность (практически не затронуты водной эрозией). Их размеры варьируют от 10–20 до 50–100 м, а мощность достигает 3–5 м. Высокие скорости травертинообразования (порядка 1–3 см/год) позволяют предполагать, что формирование этих куполов произошло за относительно короткий промежуток времени в течение 100–400 лет.

Многие купола частично задернованы. Мощность перекрывающего почвенного покрова иногда достигает 5-10 см. Однако, учитывая широкое развитие коллювиальных отложений, оценить возраст куполов по скорости почвообразования трудно. Судя по сходным условиям их залегания, одинаковой степени сохранности карбонатного материала, характеру задернованности, все они сформировались практически одновременно. Вероятно, синхронное образование углекислых источников в долине р. Кизилкол было связано с сильным сейсмическим событием, обновившим каналы поступления углекислых вод к поверхности. О времени их образования судить трудно, но, по-видимому, они имеют возраст от нескольких сотен до первых тысяч лет. Возможно, начало их формирования по времени совпадает с последним извержением вулкана Эльбрус, датируемым I-II в. н.э. [Гущенко, 1979; Богатиков и др., 1998].

Реконструкция геохимических характеристик флюидов (см. уравнения на рис. 5.40 и 5.41) показывает, что образование травертинов в долине р. Кизилкол происходило из маломинерализованных вод (0,5–2,5 г/л). Судя по небольшим значениям расчетных концентраций Na, Mg, S, Sr, Ba, эти воды были аналогичны современным углекислым источникам, выходящим в долинах рек Кизилкол, Тохана и Малка [Углекислые минеральные воды..., 1963; Лаврушин и др., 2001]. Реконструкции пластовых температур по Na-Liгеотермометру показали, что «базовые» температуры вод примерно соответствовали «базовым» температурам, наблюдаемым в современных источниках Приэльбрусья (150–250 °C) [Лаврушин, Поляк, 2001]. По изотопным характеристикам ( $\delta^{13}$ C и  $\delta^{18}$ O) травертины в долине р. Кизилкол (номера 9–13) также практически не отличаются от образцов свежих травертинов этого района Кавказа (см. табл. 5.10).

Интересно, что по величине  $\delta^{13}$ С в CaCO<sub>3</sub> опалиты, отобранные из конечных морен вулкана Эльбрус (см. табл. 5.10, номера 22 и 23), похожи на современные травертины. Один из образцов (№ 23) отличается только более низким значением  $\delta^{18}$ О, вероятно, указывающим на осаждение карбонатов при повышенных температурах. По-видимому, карбонатизация измененных вулканитов (лав) в основном происходила на завершающих этапах фумарольной активности при относительно низких температурах.

В целом, анализ находок старых травертинов в районе вулкана Эльбрус показывает, что по крайней мере в течение голоцена коренных изменений изотопного и химического состава газоводных флюидов не происходило.

## Жильные и осадочные карбонаты

К этой серии относятся образцы, отобранные в Приэльбрусье (№ 24) и на Северо-Восточном Кавказе (в карьере Талги, Дагестан, № 49). И в том, и в другом случае для сравнения также проанализированы известняки палеозойского и мелового возраста (см. табл. 5.10, номера 25 и 49). Образцы жильных карбонатов интересны с разных позиций.

Образец из карбонатной жилы в палеозойских гранитах, отобранный в Приэльбрусье (в верховье р. Битиктебе), отличается от травертинов и известняков палеозоя (см. табл. 5.10, № 24) относительно низким значением  $\delta^{13}$ С (-3,2%). Эти данные позволяют разрешить отмечаемое ранее противоречие [Лаврушин и др., 2001] — углекислые газы Приэльбрусья, с одной стороны, по своим изотопным характеристикам (по величинам  $\delta^{13}$ С и  $^{3}$ He/<sup>4</sup>He) идентичны газам верхней мантии (MORB), а с другой — характеризуются высокими значениями CO<sub>2</sub>/He, которые на несколько порядков превышают значение в резервуаре MORB [Marty, Tolstikhin, 1998]. Последнее указывает на то, что и в их формировании уча-

ствует дополнительный, немагматогенный источник  $CO_2$ , отличающийся изотопно-легким составом углерода ( $-7 \div -5\%$ ). Очевидно, что таким источником не могут являться известняки палеозойского возраста (см. табл. 5.10, № 25). Возможно, именно термическое разложение жильных карбонатов в контактных зонах служит источником изотопно-легкой  $CO_2$ .

Другим возможным процессом, приводящим к обогащению термометаморфических газов изотопно-легкой CO<sub>2</sub>, может быть фракционирование изотопов углерода при формировании карбонатных жил. В этом случае при садке кальцита растворенная в воде углекислота будет обогащаться легким изотопом углерода.

Исследование жильной минерализации проводилось нами и в более молодых отложениях в известняках верхнего мела, разрез которых исследовался в карьере селения Талги (Дагестан, Северо-Восточный Кавказ (№ 49)) [Лаврушин, Мацапулин, Кулешов, 2003]. Здесь известняковые массивы рассечены двумя системами трещин, различающимися по внешнему облику. Одна система заполнена массивным, хорошо раскристаллизованным кальцитом, полностью залечивающим трещины (обр. № D7/02), другая — друзами и щетками крупнокристаллического кальцита, поверхность которых окрашена нефтью в черно-бурые цвета (обр. № D4/02, D6/02, D13/02). В последнем типе жил также встречаются массивные агрегаты сульфидов и пустоты, заполненные жидкой нефтью.

Сравнение состава этих карбонатов показывает, что они образовались из флюидов, резко различающихся по составу. Карбонаты из массивной жилы отличаются более высокими концентрациями Na и Li (см. табл. 5.8, № 49, обр. D7/02). Это указывает на их образование из более минерализованных вод (~2–3 г/л), также обогащенных барием (относительно стронция, Sr/Ba = 8). Кальциты, ассоциирующиеся с битумами и сульфидами, отлагались из менее минерализованных вод ~0,5 г/л и с более высокими значениями Sr/Ba (34–39). При этом флюиды и той, и другой генерации жил характеризовались низкими концентрациями SO<sub>4</sub> (< 100 мг/л).

«Базовые» температуры жильных систем также различаются. По данным Na-Li-геотермометра, массивная жила сформировалась из вод с более высокой температурой флюидогенерации (208 °C), чем битумсодержащие флюиды (158–168 °C). Жильные образования резко различаются и по изотопному составу карбонатов (см. табл. 5.10, № 49, обр. D6/02, D7/02 и D13/02). Кальциты из массивных жил отличаются наиболее низкими значениями  $\delta^{13}$ C (-13,6%) и  $\delta^{18}$ O (+17,6%), чем другие образцы из карьера Талги.

В целом, эти данные показывают, что в массивных жилах циркулировали флюиды, содержащие изотопно-легкую  $CO_2$ . Кроме того, в отличие от карбонатов, пропитанных битумами, формирование массивных жил, вероятно, происходило при более высоких температурах (или из изотопно-легких вод). На последнее косвенно указывают пониженные значения  $\delta^{18}$ О и более высокие оценки «базовых» температур.

Таким образом, в формировании жильной минерализации структуры Талги выделяются два этапа, резко различающиеся по характеру флюидного режима (по составу и температурам флюидогенерации). Об их последовательности судить трудно, поскольку соотношение жил в разрезе проследить не удалось. Однако мы полагаем, что массивные («высокотемпературные») жилы сформировались раньше битуминозных. Возможно, по времени это совпало с внедрением интрузивного тела, наличие которого, по данным изотопно-гелиевого опробования, предполагается в основании структуры Талги [Polyak et al., 2000].

Таким образом, проведенные исследования карбонатных травертинов показали, что их внешний вид, кристаллическая структура и химический состав меняются по простиранию травертинового купола. Наибольшей изменчивости подвержены химические элементы, соосаждающиеся с гидроксидами железа: Mn, Ni, As, Zn, Cu, Cr, V, Sc, K, P, Si, Al, P39, Th, U, Cs, Zr, Ү, Ве, Ва. Скорости фиксации этих элементов в осадке часто различаются. Поэтому соотношения их концентраций также могут меняться по простиранию купольной структуры (значения U/Th возрастают, а Fe/Mn снижаются к основанию купола). Это, с одной стороны, делает непригодным использование этих элементов или отношений их концентраций для реконструкции химического состава флюида, а с другой позволяет определить направление движения вод. Последнее может быть актуально, например, при исследовании жильных систем.

Для других элементов, например, для РЗЭ, обладающих близкими химическими свойствами, отношения концентраций и, соответственно, облик их спектров по простиранию травертиновой постройки практически не меняются. Спектры РЗЭ в травертинах по своему виду аналогичны спектрам исходных флюидов. Это создает перспективы для исследования РЗЭ в минеральных водах с использованием химического состава травертинов.

В составе травертинов выделяется также группа элементов, концентрации которых почти не меняются по простиранию травертиновой постройки (Na, Li, Mg, Sr, S). Сопоставление химического состава травертинов и воды показывает, что для этих элементов могут быть установлены корреляционные взаимоотношения, позволяющие реконструировать концентрации этих элементов в исходном флюиде. Кроме того, величины Mg/Li и Na/Li в травертинах коррелируют с «базовыми» температурами, рассчитанными по гидрохимическим геотермометрам. Следовательно, эти данные позволяют получить представление о температурных условиях формирования флюидных систем в прошлом.

От морских и диагенетических карбонатов травертины Большого Кавказа отличаются более высокими величинами  $\delta^{13}$ С (до +16,3‰). В пределах купольной структуры значения δ<sup>13</sup>С и  $\delta^{18}$ О заметно меняются, увеличиваясь к ее основанию (с удалением от места выхода минеральной воды на поверхность). Это обусловлено кинетическими эффектами фракционирования изотопов углерода и кислорода в системе «вода-атмосфера-кальцит». Наиболее сильно эти эффекты проявляются на крупных куполах, имеющих протяженность более 100 м. Поэтому реконструкции изотопных характеристик флюида ( $\delta^{13}$ С в СО<sub>2</sub> и  $\delta^{18}$ О в H<sub>2</sub>O) по образцам карбонатов, отобранных из крупных травертиновых построек (особенно по  $\delta^{13}$ С), или сделанные по единичным образцам, найденным в аллювии, кажутся бесперспективными.

В целом же, хотя данная работа посвящена исследованию наземных образований — травертинов, ее некоторые результаты, по-видимому, могут учитываться и при изучении жильной минерализации. В первую очередь это касается реконструкций химического состава вод и их «базовых» температур. К оценкам изотопных характеристик ( $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О) флюидов жильных систем, по-видимому, следует относиться более осторожно, поскольку эффекты фракционирования изотопов при осаждении карбонатов здесь, в отличие от травертинов, регулируются не дегазацией СО2. Более вероятным представляется формирование карбонатных жил под влиянием других процессов — изменения температуры в системе «вода-порода» или смешения вод с различным химическим составом. В этом случае в жильных системах пространственные закономерности изменения изотопного состава карбонатов могут быть иными. В отличие от травертиновых построек в них скорее следует ожидать снижения величины  $\delta^{13}$ С по направлению движения флюидов. Однако удельные значения  $\delta^{13}$ С для этих эффектов оценить пока трудно.

#### \* \* \*

Исследование изотопно-химических особенностей углекислых источников Большого Кавказа позволяет установить происхождение жидких и газообразных компонентов минеральных вод и определить роль новейшей тектономагматической активности в их формировании. В целом, можно сделать следующие выводы.

1. Углекислота, доминирующая в составе газов, генетически связана с проявлениями новейшего вулканизма. Это подтверждается как пространственным совпадением областей распространения молодых вулканитов и углекислых вод, так и данными по исследованию изотопов гелия и углерода в газах. Последние показывают, что по соотношению величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и б<sup>13</sup>С газы Приэльбрусья аналогичны газам верхней мантии (MORB). Однако соотношение  $[CO_2]/[^3He]$  в них на один-три порядка больше, чем в газах нижней мантии, что, очевидно, свидетельствует о поступлении больших объемов метаморфогенной углекислоты, выделяющейся в контактных зонах. Судя по этим оценкам, максимальная доля мантийной СО<sub>2</sub> не превышает 10% от общего объема газа.

2. Детальное исследование изотопов гелия (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) в газах минеральных вод Приэльбрусья также позволяет оконтурить зону высокой активности мантии, которая к востоку и северовостоку выходит далеко за границы Эльбрусской кальдеры.

3. Наряду с глубинной составляющей в газовой фазе в виде примеси присутствуют газы атмосферного происхождения — аргон, неон и азот. Соотношение концентраций воздушных газов не остается постоянным, что, вероятно, обусловлено изменчивостью условий дегазации вод, пересыщенных углекислотой. Однако, если величины соотношений концентраций неона и аргона вполне удовлетворяют, например, модели многоактной дегазации вод, то значения  $[N_2]/[Ar]$  часто оказываются намного выше расчетных оценок. Объем «избыточного» азота в спонтанном газе часто в 2 и более раза превышает долю азота атмосферного происхождения.

Это характерно для газов с низкими концентрациями азота (< 5–7% об.). Генезис «избыточного» азота остается дискуссионным. Он может иметь как метаморфогенный, так и атмогенный генезис. Его происхождение, вероятно, можно выяснить, проведя серию изотопных определений  $\delta^{15}$ N.

4. В источниках Главного хребта отмечены высокие концентрации метана. Эти источники не имеют видимой связи с осадочными комплексами. Они разгружаются из кристаллических пород палеозойского возраста. Несмотря на это, их метан, судя по величинам  $CH_4/{}^{3}He$ , имеет не магматогенное происхождение — максимумы его концентраций далеко не всегда приурочены к центрам магматической активности, для которых характерны высокие значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He. Метановая аномалия охватывает район распространения надвиговых структур в западной части Приэльбрусья. Можно предположить, что увеличение концентрации СН<sub>4</sub> в газах маркирует зоны тектонических надвигов, перекрывающих на северном склоне Главного хребта осадочные породы мезозойского возраста.

5. В долине р. Баксан отмечены эманации изотопно-тяжелого метана ( $\delta^{13}C(CH_4)$  до -20%). Его появление приурочено к центральной части изотопно-гелиевой аномалии и, очевидно, связано с повышенными температурами флюидогенерации вблизи магматической камеры Эльбруса.

6. Формирование углекислых вод в зонах термических аномалий, связанных с молодыми вулканическими образованиями, отражается на их химическом составе. Здесь они обогащаются кремнекислотой, щелочными металлами, бором, а иногда и германием. Вода источников, образующаяся в массивах кристаллических пород, также часто содержит высокие концентрации бериллия, концентрация которого снижается в водах, формирующихся в осадочных породах. Также установлено, что углекислые воды Главного хребта обогащены бором, что может отражать региональную термоаномалию, связанную с обстановкой континентальной коллизии. С удалением от осевой зоны Главного хребта в северном направлении в солевом составе заметно участие вод седиментационного генезиса.

7. Оценки температур формирования вод по гидрохимическим геотермометрам дополняют результаты изучения изотопов гелия в спонтанных газах, подтверждая существование вблизи магматических центров термических аномалий. Кроме того, в латеральном распределении при-

веденных и базовых температур выявляются зоны тектонического дробления и оконтуриваются границы магматических очагов.

8. Исследования изотопного состава О и Н углекислых вод показало, что их питание происходит главным образом за счет атмосферных осадков. Присутствие ювенильных (магматических) вод незаметно. Можно допустить небольшую примесь седиментационных вод в формировании минеральных источников северной части Приэльбрусья, вода которых по изотопному составу оказывается заметно тяжелее воды рек и атмосферных осадков, отобранных на тех же абсолютных отметках.

9. Углекислые воды наследуют высотную зональность изотопного состава атмосферных осадков, выпадающих на разных абсолютных отметках. В Приэльбрусье высотные изотопные градиенты составляют для  $\delta D \sim 20$ , а для  $\delta^{18}O \sim 22 \%$ /км, соответственно.

10. Изменение величин  $\delta D u \delta^{18}O$  не имеет связи с концентрациями большинства компонентов химического состава воды. Немногочисленные корреляции (с  $CO_{2(pacTB)}$ , Co, Ni, Zr, Eu) согласуются с меридиональным изменением возрастных и литологических характеристик водовмещающих пород, а также с условиями их залегания, степенью дислоцированности и раздробленности. Видимо, такие корреляции имеют парагенетический характер.

11. Современная термальная активность в районе вулкана Эльбрус не сказывается на особенностях изотопного состава воды. По величинам  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  термальные источники практически неотличимы от холодных водопроявлений. Отсутствуют также корреляции  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  с измеренными и «базовыми» температурами, оцененными по гидрохимическим геотермометрам.

12. Небольшие отклонения изотопного состава кислорода от линии метеорных вод, отмечаемые в водах южной части Приэльбрусья, часто сопровождаются сменой химического типа воды с гидрокарбонатно-натриевого на гидрокарбонатно-кальциевый. Исходя из этого, можно предположить, что утяжеление изотопного состава кислорода в воде таких источников может быть связано с изотопным обменом по кислороду в системе «карбонат–вода».

13. Исследования изотопного состава воды не подтверждают гипотезу о вулканогенном генезисе хлорид-иона в водопроявлениях Приэльбрусья [Масуренков, 1962], например, в источниках Джилы-су на реках Малка и Битиктебе. Поступление ювенильного хлора с магматогенными водами сопровождалось бы заметным отклонением фигуративных точек этих источников от линии метеорных вод (поскольку магматогенные воды утяжелены по  $\delta^{18}$ O).

14. Травертиновые образования могут являться источником информации о некоторых геохимических особенностях флюидных систем: минерализации вод, спектре РЗЭ, концентраций некоторых элементов-примесей. Однако они не пригодны для реконструкции изотопного состава углерода СО<sub>2</sub> и кислорода воды. Этому препятствуют кинетические эффекты фракционирования изотопов углерода и кислорода, связанные с перераспределением избыточной углекислоты между осаждающимися карбонатами кальция и атмосферой. Под влиянием этих процессов в основании купольной постройки иногда образуются изотопно-тяжелые по углероду карбонаты, которые по своему изотопному составу оказываются резко неравновесными исходной углекислоте, спонтанно выделяющейся из источника.

# Глава 6 Термальные азотные и азотно-метановые воды

Азотные термы, или акратотермы, выделены В.В. Ивановым [1977] в самостоятельный геохимический тип минеральных вод. К этой группе относят термальные маломинерализованные воды, в газах которых доминирует азот [Барабанов, Дислер, 1968]. Считается, что азотные термы характерны для областей новейшего (неоген-четвертичного) горообразования, при котором происходит раскрытие трещинных систем, обеспечивающее глубокое проникновение инфильтрационных вод [Дислер, 1971]. Классической областью развития акратотерм является Прибайкалье.

На Большом Кавказе и в Закавказье насчитывается всего 45 групп азотных водопроявлений, большая часть которых каптированы скважинами [Барабанов, Дислер, 1968]. Почти все азотные термальные источники локализуются в Закавказье — на территории Грузии и Азербайджана. К северу от Главного хребта имеется только три группы (Нальчикские, Белореченские и Черкесские). Таким образом, классические азотные термы на Большом Кавказе распространены спорадически (особенно к северу от Главного хребта). Однако это не свидетельствует однозначно о том, что геологическая ситуация, при которой могут формироваться азотные термы, реализуется только в Закавказье и на южном склоне Главного хребта.

Просто в термах северного склона Большого Кавказа наряду с азотом почти всегда присутствует и метан. К северу от Главного хребта известны азотно-метановые, метаново-азотные и метановые термы, локализующиеся на Восточном Кавказе (в Дагестане — Джани, Кхем, Кизил-Дере, Хзан-Ор, Бешта, Рычал-су, Истису), в Осетии (Нижнекармадонские источники) и на Северо-Западном Кавказе (г. Горячий Ключ). Они характеризуются высокими температурами — до 50–65 °С. Принципиальных различий в тектонических и геоморфологических обстановках формирования азотных и метановых терм (а также их промежуточных разностей) на Большом Кавказе не наблюдается. Пространственно все термальные источники занимают промежуточное положение между областями развития углекислых и пластовых метановых вод (см. рис. 3.1).

Поэтому все они объединены нами в единую генетическую группу — азотно-метановых терм, признаком которой является повышенная температура воды и локализация источников в горных районах<sup>1</sup>.

# 6.1. Геолого-структурная приуроченность

Зона развития азотно-метановых термальных вод охватывает юрско-меловые комплексы обрамления срединного палеозойского массива, отделяясь от центров неоген-четвертичного

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Под термином «азотно-метановые термы» здесь и далее понимаются термальные водопроявления, в газах которых присутствует азот и метан в различных пропорциях. Сам термин не несет в себе информации о количественном соотношении этих газов. Таким образом, в эту группу включены все термальные источники, химический состав газов которых варьирует от азотного до метанового, включая промежуточные комбинации этих газов.

вулканизма областью развития холодных углекислых вод (см. рис. 3.1). На северном склоне Большого Кавказа почти все термы локализуются на восточном крыле горного сооружения, т.е. там, где скорости вертикальных движений и скорости конвергенции континентов наиболее высоки [Philip et al., 1989]. С представлениями о более высокой современной тектонической активности восточного крыла Большого Кавказа также согласуются и региональные особенности локализации высоких значений <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar, которые обсуждались в главе 4.

Пространственной корреляции появления азотно-метановых вод и области развития плиоцен-четвертичного вулканизма не прослеживается. Например, на Восточном Кавказе известна серия термальных источников (Хзан-Ор, Бешта, Кизил-Дере, Джани, Хнов, Исти-су и др.), но наземные проявления вулканизма в этих районах отсутствуют. Аналогичная ситуация отмечается и в Закавказье — здесь многие термальные водопроявления локализуются в районе Грузинской глыбы — относительно тектонически стабильного блока палеозойских пород. Впрочем, иногда азотно-метановые водопроявления встречаются и вблизи молодых вулканических центров, например, Нижнекармадонские источники, расположенные примерно в 12 км к северу от вулкана Казбек.

Таким образом, судя по закономерностям распространения азотно-метановых термальных вод в Кавказском регионе, они типичны для обстановки внутриконтинентальной коллизии, при которой в новейшие процессы горообразования вовлекаются крупные массивы осадочных пород, слагающих верхние структурные этажи континентальной плиты. Широкое развитие на восточном крыле Большого Кавказа азотно-метановых и метановых терм косвенно подтверждает представление о надвиговой природе Дагестанского клина, северная часть которого надвинута на предгорный молассовый бассейн, а южная — осложнена системой надвигов со стороны Куринской впадины [Philip et al., 1989]. При этом пространственной взаимосвязи областей развития этих вод и плиоцен-четвертичного вулканизма не прослеживается.

Районы распространения азотно-метановых терм преимущественно локализуются на западном и восточном крыльях горной системы и, таким образом, почти целиком находятся за пределами области новейшей магматической активности, приуроченной к центральному сектору Большого Кавказа. Возможно, такая локализация азотно-метановых терм связана с особенностями тектонического строения региона. В западной и восточной частях Закавказья в районе Куринской и Рионской межгорных впадин предполагается существование останцов коры океанического типа, в то время как в центральном секторе происходит жесткий контакт континентальных блоков окраины Скифской плиты и Закавказского массива [Philip et al., 1989]. В свете этих представлений на крыльях Большого Кавказа еще продолжается «мягкий» контакт литосферных плит, сопровождающийся формированием комплексов аккреционного типа. В центральном секторе горного сооружения, напротив, происходит глубокое дробление блоков континентальной коры, открывающее пути миграции мантийного расплава к поверхности. Надо заметить, что подобные различия тектонических позиций углекислых и азотных источников прослеживаются и в Забайкалье [Лаврушин и др., 1999]. Здесь азотные термы с низкими значениями *R* встречаются в пределах сводовых поднятий, в то время как углекислые источники, обогащенные мантийным гелием, преимущественно приурочены к рифтогенным структурам.

# 6.2. Температура вод

Выходы азотно-метановых терм достигают максимальных высотных отметкок 1500-1854 м (Хнов, Кизил-Дере, Хзан-Ор, Нижний Кармадон) (табл. 6.1). Несмотря на это, измеренные температуры воды довольно высоки и изменяются в интервале значений от 25 до 62 °С. В таких термальных водопроявлениях температура источников практически не зависит от абсолютной отметки выхода воды (рис. 6.1). Как и в случае с углекислыми водами (см. рис. 5.2), корреляция температуры воды и высотных отметок отмечена только для холодных водопроявлений. Для последних высотный градиент температур, как и на Северном Кавказе, составляет ~5 °С/км. Эти данные указывают, что термальные источники маркируют термоаномалии, возникновение которых может быть связано с внедрением расплава в кору (как в Приэльбрусье) или со специфическими гидрогеологическими условиями, при которых происходит конвективный вынос тепла из недр земли потоком подземных вод.

Номер	Местоположение	Абс. отм.	t <sub>uan</sub>	Рассчитанн	ые значения п	ластовых темп	ератур, °С
пробы	пунктов опробования	М	°C	t(Mg-Li)	t(Na-Li)	t(Na-K)	t(Si)
201/02	Санаторий «Талги», скв. 200 м	198	38	96	197	190	72
202/02	Источник в карьере Зау- зенбаш	275	19,1	49	124	68	53
203/02	Зели-Кака, ист.	96	7	30	116	149	64
204/02	Эльдама, скв.	695	39,3	145	188	94	68
205/02	Монас, скв. в санатории «Каспий», 1500 м	0	65	67	73	68	60
206/02	Берикей, скв. 20 (Нобеле)	-9	20	164	196	142	89
207/02	Хивский серный источник	1052	9	33	116	106	49
208/02	Комсукент, скв.	471	21,1	32	100	127	59
209/02	Гильяр, ист.	474	30	113	144	114	58
210/02	Хнов, верхние бани, ист.	1854	34,1	104	168	106	77
211/02	Кизил-Дере, скв. в русле реки	1706	47,4	149	200	75	75
212/02	Джани, ист.	1138	44,5	108	173	66	87
213/02	Ахтынские бани (Солдат- ские), ист.	1182	51	96	161	73	84
214/02	Рутул, серный ист.	1750	12	67	136	72	39
215/02	Джимихур, серный ист.	1578	13,1	-6	98	176	30
216/02	Кхем, скв. (Газовая балка)	1043	31,1	118	170	60	70
217/02	Чах-Чах, ист. в левом при- токе р. Самур	718	16,4	51	99	61	49
222/02	Кордоновка, скв. 41, 1018–1032 м	-1	40	53	99	117	70
223/02	Исти-су, Миатлинский ист.	104	62,1	21	87	156	79
224/02	Кит-Кит (Цущар), ист.	2011	10	0	154	381	33
225/02	Бешта, содовый ист	1623	16,3	139	202	49	60
226/02	Хзан-Ор, ист. рядом с ос- новным выходом	1729	30	61	161	92	62
227/02	Хзан-Ор, нижний право- бережный ист.	1602	28	68	152	81	78
234/02	Канал Аджи, ист.	-15	59,7	97	98	99	86
235/02	Мыс Башлы, ист.	-21	59,2	77	87	89	74
2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	1543	43,5	139	191	47	72

Таблица 6.1. Температурные характеристики азотно-метановых вод Восточного Кавказа

Резкое разделение областей распространения углекислых и азотно-метановых терм в общем вызывает удивление, поскольку, например в зоне развития углекислых вод, нет очевидных геологических препятствий для формирования азотных терм. В Эльбрусской и Казбекской областях помимо молодых вулканических образований так же, как и на Восточном Кавказе, высока расчлененность рельефа, отмечаются проявления сейсмичности и высоки скорости вертикальных движений. Однако, несмотря на это, термальные водопроявления, в общем, не типичны для района распространения углекислых вод и локализуются только в непосредственной близости от вулканов (см. раздел 4.1).



По одной из гипотез широкое развитие холодных углекислых вод в областях молодого вулканизма связано с адиабатическим охлаждением флюида при дегазации углекислоты. Однако сопоставление измеренных температур и высотных отметок для углекислых и азотных вод Большого Кавказа (см. рис. 5.2 и 6.1) показывает, что в углекислых источниках, так же, как и в холодных азотных водопроявлениях, опробованных на таких же высотных отметках (например, при h == 1500 м t = ~10 °C) высотные градиенты температур примерно одинаковы. Это противоречит гипотезе об охлаждении минеральных углекислых вод за счет адиабатических эффектов, связанных с выделением СО2. Также можно предположить, что пониженные температуры углекислых вод могут быть связаны с высокими энергозатратами на термическое разложение карбонатов или со специфическим гидрогеологическим режимом, при котором поток газообразной СО<sub>2</sub> к поверхности препятствует глубокому проникновению и нагреву инфильтрационных вод.

Оценки базовых температур азотно-метановых источников, сделанные по различным геотермометрам, заметно различаются (см. табл. 6.1). Минимальным диапазоном величин отличается t(Si) — от 30 до 89 °C. Оценки по остальным геотермометрам дают близкие диапазоны — от ~0 до ~200 °C (из этих оценок исключен Цущарский источник).

Сравнение температурных оценок между собой показывает, что результаты расчетов по Мg**Рис. 6.1.** Соотношение абсолютных отметок и измеренных температур холодных (*1*) и термальных (*2*) метановых и азотно-метановых вод Восточного Кавказа (Дагестана)

Пунктиром показана линия корреляции для холодных источников, примерно соответствующая изменению среднемноголетней температуры воздуха на соответствующих высотах

Li-, Na-Li- и Si-геотермометрам коррелируют между собой (рис. 6.2).

Из общей картины выпадают оценки базовых температур, сделанные по Na-K-геотермометру, которые не коррелируют с другими геотермометрами.

Это свидетельствует о том, что солевой состав большинства водопроявлений достиг химического равновесия с водовмещающими породами при определенных температурах. Отсутствие корреляций с Na-K-температурами, по-видимому, указывает на примесь древних седиментационных вод, имеющих свою температурную историю, или вод галогенных формаций, в которых соотношение ионов Na и K модифицировано не в результате уравновешивания с силикатным матриксом пород, а под влиянием процессов первичного галогенеза или выщелачивания солевых толщ.

Сравнение измеренных и базовых температур показывает, что корреляционные взаимоотношения прямого характера лучше всего выражены для Si-reотермометра (рис. 6.3). По Mg-Li- и Na-Li-термометрам корреляция с измеренной температурой появляется, если из выборки исключить фигуративные точки высокоминерализованных источников из района Каякента (Берикей, Аджи). Наличие таких корреляций подтверждает возможность использования этих геотермометров для оценки базовых температур для большинства термальных источников региона.



Рис. 6.2. Соотношение значений «базисных» температур азотно-метановых источников Дагестана, рассчитанных по Mg-Li–Si- (*a*) и по Mg-Li–Na-Li- (*б*) геотермометрам

**Рис. 6.3.** Соотношение измеренной и базовой температуры, оцененной по Si-геотермометру

В целом, при выборе геотермометра отдавалось предпочтение Mg-Li- и Si-геотермометрам. В соответствии с их показаниями базовые температуры термальных источников Дагестана изменяются от 60 до 150 °С ( $t_{Mg-Li}$ ) или от 60 до 90 °С ( $t_{Si}$ ) (см. табл. 6.1). Можно предположить, что Mg-Li-температуры лучше отражают температурную обстановку формирования вод, поскольку в отличие от кремниевого этот геотермометр менее чувствителен к процессам субповерхностного разбавления термальных вод холодной инфильтрационной составляющей (см. главу 1).

В Сланцевом Дагестане в районе источников Кизил-Дере, Хнов, Джани, Ахты, Хзан-Ор, Бешта и других выделяется температурная аномалия [Курбанов, 2001]. Она оконтурена на карте тепловых потоков изолинией до  $50-75 \text{ мBT/m}^2$ . Температуры 150-200 °C здесь прогнозируются на глубине более 3-5 км. С учетом этих данных, глубины формирования термальных источников Сланцевого Дагестана, которые имеют базовые температуры по Mg-Li-геотермометру, равные 65-110 °C, могут составлять ~1,5–2,5 км. Верхний предел этих глубин сопоставим с оценками, сделанными для углекислых вод региона (~1,5 км) (см. раздел 5.1).

# 6.3. Особенности химического состава воды

Выше отмечалось, что для классических азотных терм характерны низкие значения минерализации (не более 2 г/л) и это в общем справедливо для терм Закавказья [Барабанов, Дислер, 1968; Буачидзе, Мхеидзе, 1989]. В азотно-метановых и метановых термах Дагестана минерализация вод существенно выше — в горных районах она достигает 4–11 г/л (табл. 6.2, источники Гильяр, Бешта, Кхем). В естественных термальных источниках предгорий она может достигать еще более высоких величин — до 33–83 г/л (источникм Аджи, Башлы).

В маломинерализованных водах pH источников преимущественно нейтральный или слабощелочной (от 7,1 до 8,6). В рассолах он снижается до 6,28 (рис. 6.4). Снижение pH в минерализованных водах Берикейского района связано с увеличением доли углекислоты в составе газов и рассольной минерализацией воды (увеличением ионной силы).

Ећ термальных вод изменяется от -150 до +150 мВ. Восстановительные Ећ связаны с присутствием в воде сероводорода, содержание которого в некоторых источниках достигает высоких значений (источники Талги, Заузенбаш) до 550 мг/л [Курбанов, 2001].

В химическом составе вод преобладают ионы хлора и гидрокарбоната (рис. 6.5, *a*). Высокие концентрации  $HCO_3^-$  характерны для вод с пониженной минерализацией. При росте последней в анионном составе увеличивается доля хлорид-иона. Содержание сульфата незначительно. Среди катионов доминирует натрий и кальций (см. рис. 6.5, *б*). Увеличение доли магния отмечается только в холодных источниках (Цущар, Джимихур, Заузенбаш).

Таким образом, азотно-метановые и метановые термы Восточного Кавказа относятся к хлоридно-натриевому, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевому типу.

Концентрация многих макро- и микроэлемен-TOB (Li, B, Na, K, Ca, Mg, Sr, Fe, Mn, Co, Cs, Rb) обратно зависит от величины рН (рис. 6.6). Из всех компонентов раствора пропорционально рН изменяется только концентрация фторид-иона. В общем, создается впечатление, что концентрации многих элементов регулируются кислотно-щелочной реакцией раствора. Однако эти корреляции, по-видимому, все же имеют парагенетический характер, поскольку величина рН обратно коррелирует с величиной общей минерализации (см. рис. 6.4) и концентрацией хлорид-иона. Даже концентрация кальция, в отличие от углекислых вод, ассоциируется не с изменением концентрации гидрокарбонат-иона, а с концентрацией хлорид-иона (рис. 6.7). Это указывает на генетическую связь солевого состава терм горных районов Дагестана с водами Cl-Na-Ca-типа. Последние типичны для мезозойских отложений, вскрываемых скважинами в предгорных районах. Поэтому мы считаем, что солевой комплекс термальных вод в основном унаследован от седиментационных вод, встречающихся в одновозрастных комплексах предгорных районов.

Содержание фторидов в воде источников высоко и часто в несколько раз превышает ПДК для вод питьевого назначения (1,5 мг/л). Наиболее высокие концентрации отмечаются в высокогорных районах — в источниках Сланцевого Дагестана. Концентрация фторид-иона коррелирует с абсолютными отметками выходов источников (рис. 6.8). Очевидно, природа высоких концентраций F определяется литологическим составом водовмещающих пород и гидрогеологическими условиями циркуляции вод. В целом, высокие концентрации F характерны для маломинерализованных вод, формирующихся в терригенных комплексах нижне-среднеюрского возраста в условиях сильнорасчлененного рельефа.

Таблица	6.2. Химический состав мета	HOBEIX	И азот	HbIX BC	д Кавк	casckol	о реги	она (ма	икрокол	итонен	(TbI)					
Номер	Местоположение	t	Hq	Eh	$Na^+$	$\mathbf{K}^+$	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CI-	$\mathrm{SO}_4^{2-}$	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	Ч	$H_2S$	Сухой остаток	Минерализация
ооразца	пунктов опробования	°C	4	мВ						мг/л						г/л
					Cesepo-	Bocmor	ный Ка	авказ (Д	lazecmai	<i>t</i> )						
26/99	Нижний Кармадон, скв.	65,0	7,3	Ι	17	78	182	10,8	244	2960	4,1	42	3,80	5302	-	5,2
26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	42,0	7,4	I	11	23	56,3	5,9	622	1489	2,5	29	3,70	3072	I	3,3
2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	43,5	7,17	I	1110	7,4	50,1	6,1	519	1525	8,2	29	6,1	I	2,6	I
201/02	Санаторий «Талги», скв., 200 м	38	6,85	-150	1339	61,8	585	93,6	610	2128	1353	38	1,12	I	6,21	6,2
202/02	Источник в карьере Заузен- баш	19,1	7,15	-150	1116	4	40,1	128	2440	404	545	9,6	0,99	I	3,23	4,7
203/02	Зели-Кака, ист.	I	7,35	190	255	84,6	48,1	49,9	708	88,6	255	26	0,62	I	1, 14	1,5
204/02	Эльдама, скв.	I	7,02	180	10925	97,9	240	126,5	1495	16861	18,1	33	0,32	I	30,1	29,8
205/02	Монас, скв. в санатории «Каспий», 1500 м	65	6,42	236	26000	124,5	1439	732	256	44623	195	32	0,08	I	75,08	73,4
206/02	Берикей, скв. 20 (Нобеле)	1	6,19	310	25954	566	1403	255	1019	43261	16,5	64	0,39	I	75,9	72,5
207/02	Хивский серный источник	I	7,57	I	357	4,3	44,1	53,5	824	319	36,5	19	1	1,02	1,22	I
208/02	Комсукент, скв.	21,1	7,72	-25	517	9,3	58,1	54,7	427	521	434	27	1,35	15,6	1,85	2,0
209/02	Гильяр, ист.	30	7,56	230	3800	50,3	48,1	20,7	2910	4362	14,8	30	1,47	I	9,63	11,2
210/02	Хнов, верхние бани, ист.	34,1	7,43	304	430	4,9	14	7,3	421	468	21,4	52	7,46	I	1,15	1,4
211/02	Кизил-Дере, скв. в русле реки	47,4	7,83	180	832	4,5	10	2,4	738	869	29,7	48	7,46	I	2,14	2,5
212/02	Джани, ист.	44,5	7,8		624	2,9	12	3,6	976	411	23,1	61	6,14	1	1,77	2,1
213/02	Ахтынские бани (Солдат- ские). ист.	51	7,63	250	447	2,6	9	2,4	976	149	24,5	58	6,31	I	1,5	1,6
214/02	Рутул, серный ист.	12	8,61	9-	514	3,1	6	10,3	1415	7,09	24,5	16	2,73	8,84	1,55	2,0
215/02	Джимихур, серный ист.	13,1	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I
216/02	Кхем, скв. (Газовая балка)	31,1	7,16	235	1282	4,8	20	6,1	2989	294	23,1	45	5,01	I	3,43	4,6
217/02	Чах-Чах, ист. в левом при- токе р. Самур	16,4	7,48	50	1470	6,7	14	100,9	2940	489	571	21	2,41	2,04	4,36	5,6
222/02	Кордоновка, скв. 41, 1018-1032 м	44	7,9	I	616	6	14	9,7	976	445	3,3	38	0,76	I	1,8	2,1
223/02	Исти-су, Миатлинский ист.	62,1	7,28	I	212	6,6	38,1	19,5	348	160	162	61	0,21	I	0,86	0,9

## 6.3. Особенности химического состава

								_				_					_		_		_
	Минерализация	г/л	0,5	4,1	I	0,7	32,9	82,9		2,8	28,7	0,8	12,3	1,9	4,3	2,6	13,0	18,6	1,9	6,9	26.3
	Сухой остаток		0,382	3,22	I	0,72	31,6	82,2		I	I	I	I	I	I	2,43	12,95	18,64	1,32	5,3	23.32
	$H_2S$		I	I	I	I	I	I		I	I	I	I	I	I	< 1,00	< 1,00	< 1,00	< 1,00	< 1,00	255
	F-		0,83	8,21	I	7,38	0, 29	0,13		2,7	0,53	0,41	3,5	0,4	3,7	3,3	4,7	3,6	5,2	5,1	1.4
	$H_4SiO_4$		16	32	I	51	61	52		14	22	24	131	26	19	28	34	27	30	40	2.08
	$\mathrm{SO}_4^{2-}$		3,3	4,9	I	4,9	157	216	-	18	9,8	21,4	594,9	23,1	14,8	13,2	8,2	32,9	16,4	9,88	9.88
	Cl-	ш/л	8,9	631	I	245	18439	50709		1161	16862	53,2	5502	621	1789	766	7632	11005	49,7	1757	15620
	$HCO_3^-$		427	2190	I	195	1720	470	каз	653	976	470	1696	598	939	689	366	268	1281	2879	744
	$\mathrm{Mg}^{2+}$		49,8	7,3	I	4,9	103	783	ый Кав.	3,6	324,7	9	3,6	4,8	9,7	1,8	67	84	1,2	3,6	176
	Ca <sup>2+</sup>		42,1	8	I	42,1	38,1	1932	Западн	4	98,2	8	26	22	18	8	150	300	3	10	1162
	$\mathbf{K}^+$		4,4	2	I	1,3	125	217	Cesepo-	2,6	78,9	з	108	4,6	3,9	2,6	13,9	19	2,5	4,4	37.5
	$\mathrm{Na}^+$		10,7	1210	I	171	12360	28543		986	10390	213	4416	580	1500	873	4800	6850	540	2210	8530
	Eh	мΒ	50	235	I	150	-18	4		I	145	I	250	90	135	55	245	275	110	I	I
	Hd	4	7,68	7,47	I	7,68	6,9	6,28		I	7,02	I	7,96	8,24	8,07	8,55	7,72	7,42	7,38	7,95	6.45
	t	°C	10	16,3	30	28	59,7	59,2		I	15,0	28,0	93,0	33,0	20,0	18,0	28,5	I	31,0	I	I
6.2. Окончание	Местоположение	пунктов опробования	Кит-Кит (Цущар), ист.	Бешта, содовый ист	Хзан-Ор, ист. рядом с основным выходом	Хзан-Ор, нижний правобе- режный ист.	Канал Аджи, ист.	Мыс Башлы, ист.		Уруп, скв. выше рудника	Преградная, скв.	Лабинск, скв. 2Л, 427 м	Лабинск, скв. 1Л бис, 2280 м	Южная окраина г. Майкопа, скв. 4-РЭ, 650 м	Пос. Лазоревское, скв. Г-84Э, 550 м	Пос. Волконка, скв. 11Э, 250 м	Кудепста, скв. 14Э, 700 м	Кудепста, скв. 3Э, 700 м	Пластунка, скв. 48Э, 550 м	Пос. Сергей-поле, скв. 2рм, 1200 м	Mallecta ckB 6T 2335 M
Габлица	Номер	ооразца	224/02	225/02	226/02	227/02	234/02	235/02		27/01	28/01	31/01	31-1/01	32/01	41/01	42/01	43/01	43a/01	44/01	45/01	46/01

Окончан	
6.2.	
Таблица	



**Рис. 6.4.** Соотношение величины рН и общей минерализации в азотнометановых термах Восточного Кавказа





**Рис. 6.5.** Треугольные диаграммы анионного (*a*) и катионного (*б*) составов (в мг-экв %) термальных азотно-метановых вод Восточного Кавказа



**Рис. 6.6.** Соотношение величины pH и концентраций различных элементов в азотно-метановых водах Восточного Кавказа



Рис. 6.8. Соотношение концентрации фторид-иона и абсолютных отметок выходов минеральных источников Дагестана

Особенностью микрокомпонентного состава вод являются высокие концентрации щелочных и щелочно-земельных элементов (табл. 6.3), содержание которых в источниках Берикейского района достигают промышленных концентраций [Курбанов, 2001]. Также следует отметить, что в источниках, тяготеющих к Главному хребту (Кизил-Дере, Хнов, Джани, Ахты, Хзан-Ор), в микрокомпонентом составе отмечается присутствие вольфрама (см. табл. 6.3, пробы номера

риллия в азотно-метановых водопроявлениях всегда оказывается ниже предела обнаружения метода ICP-MS, что отражает специфику их формирования в толщах осадочных пород. Концентрации остальных (тяжелых и редкоземельных) микроэлементов также ниже преде-

ла обнаружения метода ICP-MS.

226/02 и 227/02), что, по-видимому, отражает

рудную специфику данного района. В отличие

от провинции углекислых вод концентрация бе-

Глава (	5.	Термальные	азотные	и	азотно-метановые	воды
---------	----	------------	---------	---	------------------	------

Номер пробы	Местоположение пунктов опробования	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	S
	Северо-Восточ	ный Ка	вказ (Да	гестан	)				
26/99	Нижний Кармадон, скв.	3967	0,45	37813	1753129	5092	64,2	8977	5482
26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	2356	0,25	25626	1161349	4305	61,0	5887	3629
2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	2563	0,19	32489	1146391	3715	42,0	10228	< 92
201/02	Санаторий «Талги», скв., 200 м	2951	< 0,1	6748	1178548	86765	< 25	10361	377948
202/02	Источник в карьере Заузенбаш	470	< 0,2	1673	792594	119933	35,5	5748	99118
203/02	Зели-Кака, ист.	109	< 0,008	1774	224812	46990	4,3	8071	71891
204/02	Эльдама, скв.	16220	< 0,2	64911	7555623	99962	< 49	9184	< 1484
205/02	Монас, скв. в санатории «Каспий», 1500 м	2442	< 0,4	15900	16018364	616080	< 123	7059	51329
206/02	Берикей, скв. 20 (Нобеле)	40111	< 0,4	98948	16477473	221694	< 123	16244	< 3711
207/02	Хивский серный ист.	133	< 0,015	434	269411	48010	4,5	4889	322
208/02	Комсукент, скв.	128	< 0,008	1196	388981	47710	8,7	6877	112574
209/02	Гильяр, ист.	2450	< 0,1	12694	2640634	17222	< 25	6602	< 742
210/02	Хнов, верхние бани, ист.	508	< 0,07	1791	340043	1413	15,0	11696	116
211/02	Кизил-Дере, скв. в русле реки	1464	< 0,08	4641	559104	657	9,9	11181	< 74
212/02	Джани, ист.	758	< 0,03	1077	466677	2301	41,7	15499	1649
213/02	Ахтынские бани (Солдатские), ист.	474	< 0,03	847	366076	2108	35,2	14432	828
214/02	Рутул, серный ист.	328	< 0,008	314	421270	10533	15,1	3504	996
215/02	Джимихур, серный ист.	7,9	< 0,008	191	25085	22398	8,1	2532	3835
216/02	Кхем, скв. (Газовая балка)	1507	< 0,5	5788	974219	4620	29,1	9652	< 371
217/02	Чах-Чах, ист. в левом притоке р. Самур	346	< 0,2	2734	1084204	51427	20,2	4928	116907
222/02	Кордоновка, скв. 41, 1018–1032 м	137	< 0,008	5718	426316	6803	61,4	9761	1026
223/02	Исти-су, Миатлинский ист.	37,9	< 0,008	304	166389	15128	13,2	12354	42449
224/02	Кит-Кит (Цущар), ист.	12,9	< 0,008	171	11251	25195	29,4	2825	8859
225/02	Бешта, содовый ист	2419	< 0,2	2430	899551	3306	21,6	7035	< 371
226/02	Хзан-Ор, ист. рядом с основным выходом	245	< 0,03	724	187074	10333	10,4	7536	10276
227/02	Хзан-Ор, нижний правобережный ист.	177	< 0,03	766	163463	2927	31,2	11982	216
234/02	Канал Аджи, ист.	2642	< 0,2	56731	8427425	63216	144	14982	9601
235/02	Мыс Башлы, ист.	3963	< 0,4	36631	17446143	685062	< 123	10977	40208
,	Северо-	Западні	ый Кавка	13			I		
27/01	Уруп, скв. выше рудника	569	< 0,1	3120	897000	4263	1073	3628	523
28/01	Преградная, скв.	6624	< 0,5	82952	9580000	315232	129	4621	235
31/01	Лабинск. скв. 2Л. 427 м	32.2	< 0.1	788	213900	1878	93.8	5856	15448
31-1/01	Лабинск, скв. 1Л бис. 2280 м	1165	< 0.1	45663	4280000	3101	93.8	30233	183338
32/01	Южная окраина г. Майкопа, скв. 4-РЭ, 650 м.	49.7	< 0.1	2212	559500	4487	383	6956	4082
41/01	Пос. Лазоревское, скв. Г-84Э, 550 м	205	< 0.1	57195	1448400	3384	93.6	4809	261
42/01	Пос. Волконка, скв. 11.Э. 250 м	131	< 0.1	25856	807100	1499	123	6150	384
43/01	Кулепста, скв. 14Э 700 м	714	< 0.1	8329	4572000	42207	78.6	5155	542
43a/01	Кулепста, скв. 3Э 700 м	976	< 0.3	9618	6156000	73143	79	5448	282
44/01	Пластунка скв 48Э 550 м	244	< 0.1	5643	453900	654	192	6888	267
45/01	Пос Сергей-поле скр. 20м 1200 м	606	< 0.1	8674	2162000	3600	153	5205	335
15/01	1100. Cepten none, ekb. 2pm, 1200 m	1452	< 0,1	22055	7064000	215620	220	10211	471

Таблица	6.3.	Химический	состав	микрокомпонентов	метановых	И	азотных	термальных	вод	Большого
---------	------	------------	--------	------------------	-----------	---	---------	------------	-----	----------

Примечание. Концентрации P, Sc, Ti, V, Cr, Ga, Se, Nb, Mo, Ru, Rh, Pd, Ag, In, Sn, Te, Cd, P3Э, Re, Os,

Кавказа, мкг/л

				0	<b>N</b> T:	0	7			D	DI		37
K	Ca	Mn	Fe	Co	N1	Cu	Zn	Ge	As	Br	Rb	Sr	Y
		-		0	Северо-В	осточнь	ій Кавка	із (Дагесі	пан)				
10273	167630	141	199	< 0,1	2,9	7,2	13,2	207	< 9	6429	37,7	8906	0,21
4601	54761	55,5	165	< 0,1	< 1	< 1	< 2	72,0	< 1,8	3200	17,9	3941	< 0,05
4847	63573	43,2	68	0,10	< 3	3,6	< 1	73,5	< 3	3146	18	3757	0,033
67977	520011	87,2	< 27	0,72	< 14	< 7	< 15	4,1	< 3	11508	162	14835	< 0,1
5624	55777	13,1	< 14	0,24	< 7	9,9	20	3,4	13	2741	5	10020	0,15
7340	46396	45,0	19,1	0,058	< 1	< 0,7	< 1	< 0,3	< 0,3	331	4,0	403	0,056
93424	199417	105	4312	0,66	< 28	< 14	< 29	43,1	< 40	44157	232	70594	< 0,1
112522	1183452	353	11079	2,1	< 71	< 34	< 73	< 1	< 100	120760	68,9	95796	< 0,3
484303	1002926	190	1764	2,3	< 71	< 34	< 73	< 20	< 100	171918	2146	317428	< 0,3
4233	29209	7,2	< 3	0,050	< 1	< 0,7	< 1	1,2	< 0,8	895	5,7	1281	0,034
8883	51488	13,3	34,1	0,081	< 1	< 0,7	< 1	1,8	< 1	2163	8,2	3629	0,026
48425	48359	26,4	61,5	0,29	< 14	< 7	< 15	37,6	< 3	13331	115	5055	< 0,1
5392	12194	19,1	9,7	0,025	< 1	< 0,7	< 1	27,9	< 1	1380	18,1	1438	0,022
4630	7059	28,5	12,8	0,022	< 1	< 0,7	< 1	44,5	< 2	2506	16,7	1171	0,073
3135	5260	20,2	79,5	0,056	< 1	< 0,7	4,4	22,9	< 0,3	1476	12,5	1849	0,035
2936	3028	19	18,5	0,056	< 1	< 0,7	< 1	18,39	< 0,3	591,3	8,8	364	0,017
3272	4192	3,4	20,2	0,033	< 1	< 0,7	< 1	7,9	< 0,3	64,2	6,1	1017	0,012
1207	56697	115	9,7	0,10	< 1	< 0,7	5,2	< 0,03	< 0,3	< 19	0,25	822	0,012
5729	15359	7,2	219	< 0,02	< 7	< 3	< 7	71,8	< 1	775	14	2144	0,06
6480	42937	56,7	128	0,30	< 7	8,7	< 7	51,9	< 1	1737	10	988	0,11
8273	8821	2,7	206	2,9	< 1	< 0,7	2,3	6,0	403	14950	3,2	1091	0,016
6023	28543	67,5	16,2	0,11	< 1	< 0,7	< 1	< 0,03	2,6	457	6,6	697	0,011
3595	43994	1548	1276	0,88	3,0	< 0,7	10,2	< 0,03	3,1	< 19	2,9	250	0,039
3944	8180	9,9	81,8	0,15	< 7	29,4	< 7	60,5	< 1	2061	6	2303	0,06
2250	79773	385	20,5	0,15	< 1	< 0,7	< 1	13,2	< 2	1444	9,7	3314	0,032
1537	38205	19,4	50,1	0,075	< 1	< 0,7	41,8	8,2	< 1	878	6,4	2038	0,023
115374	114466	15,5	125	0,53	< 28	< 14	< 29	10,1	< 40	77790	150	19877	< 0,1
194810	1589556	438	487	3,0	< 71	< 34	< 73	< 1	< 100	129922	190	135437	< 0,3
					Ce	гверо-За	падный .	Кавказ					
2901	1864	18,9	556	0,84	5,9	< 3	22,7	25,2	12,4	4717	4,4	1531	< 0,2
70728	75763	20,6	632	< 1	23,7	< 12	< 12	7,2	< 4	61460	124	44060	< 0,8
3448	2685	1,2	107	< 0,2	< 2	< 3	< 3	< 0,6	13,0	269	0,8	132	1,5
93509	19736	10,9	216	< 0,2	5,1	12,2	78,3	24,8	43,7	21292	207	8312	< 0,2
5457	10022	50,1	1370	0,38	< 2	3,4	5,3	< 0,6	< 1	5567	1,4	258	0,7
4772	6545	8,8	220	< 0,2	4,9	6,0	4,3	27,6	< 1	7948	6,5	1473	< 0,2
2664	3629	4,7	129	< 0,2	3,1	< 3	3,3	25,6	< 6	4488	3,7	826	< 0,2
11058	116854	4,3	198	< 0,2	10,9	13,7	14,8	4,9	< 4	46080	8,8	67880	< 0,2
15438	198662	8,8	579	< 0,4	15,9	< 0,6	< 6	< 3	< 5	58240	11,3	99560	< 0,4
2568	1194	2,3	185	< 0,2	< 2	< 3	< 3	10,5	< 1	92,0	2,5	166	< 0,2
3775	4671	4,7	533	< 0.2	5,1	< 3	5,1	13,5	< 2	17970	4,0	1743	< 0.2
271985	1120740	34,1	197	1,3	< 20	< 12	< 12	12,2	< 4	74410	271	72110	< 0.8

Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Bi — ниже предела обнаружения.

Глава 6. Термальные азотные и азотно-метановые воды

#### Таблица 6.3. Окончание

Номер пробы	Zr	Мо	Sb	Ι	Cs	Ba	La	Ce	W	Pb	Th	U
Северо-Восточный Кавказ (Дагестан)												
26/99	0,44	1,0	< 0,1	602	19,6	1096	2,40	0,27	0,30	1,4	0,026	< 0,02
26-1/99	< 0,1	< 0,2	< 0,1	358	10,5	579	0,53	< 0,05	0,44	0,90	< 0,004	< 0,02
2/03	0,13	< 0,06	< 0,1	_	9,4	447	< 0,006	< 0,006	0,10	< 0,1	< 0,01	< 0,005
201/02	< 0,7	< 0,6	3,5	_	21,9	41,1	< 0,7	< 0,1	0,60	< 1	< 0,1	< 0,04
202/02	< 0,3	< 0,3	53,0	_	1,1	86,7	< 0,4	< 0,07	1,3	< 1,2	< 0,05	< 0,02
203/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	0,12	22,5	< 0,07	< 0,01	< 0,04	< 0,1	< 0,01	0,040
204/02	< 1	< 1	5,2	_	21,4	82747	< 1	< 0,3	< 1	< 3	< 0,2	< 0,1
205/02	< 3	< 3	32,0	_	3,8	4561	< 4	< 1	< 2	< 7	< 0,5	< 0,2
206/02	< 3	< 3	21,5	_	739	238454	< 4	< 1	< 2	< 7	< 0,5	< 0,2
207/02	0,092	< 0,06	< 0,1	_	0,16	3821	< 0,07	< 0,01	< 0,04	< 0,1	< 0,01	< 0,004
208/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	0,24	54,3	< 0,07	< 0,01	< 0,04	< 0,1	< 0,01	< 0,004
209/02	7,5	< 0,6	4,1	_	7,9	7186	< 0,7	< 0,1	< 0,4	< 1	< 0,1	< 0,04
210/02	0,079	< 0,06	< 0,1	_	6,1	167	< 0,07	< 0,01	9,1	0,30	< 0,01	< 0,004
211/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	10,2	190	< 0,07	< 0,01	8,3	< 0,1	< 0,01	< 0,004
212/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	5,9	185	< 0,07	< 0,01	1,4	0,53	< 0,01	< 0,004
213/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	4,6	68,6	< 0,07	< 0,01	1,4	0,39	< 0,01	0,0088
214/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	1,5	116	< 0,07	< 0,01	< 0,04	0,36	< 0,01	0,0085
215/02	< 0,07	< 0,06	< 0,1	_	0,020	19,9	< 0,07	< 0,01	< 0,04	0,28	< 0,01	< 0,004
216/02	2,3	< 0,3	1,8	_	2,7	922	< 0,4	< 0,07	< 0,2	< 1,2	< 0,05	< 0,02
217/02	3,4	< 0,3	15,9	_	0,67	357	< 0,4	< 0,07	< 0,2	< 1,2	< 0,05	0,33
222/02	0,50	0,19	< 0,1	_	0,47	466	< 0,07	< 0,01	1,0	0,43	< 0,01	< 0,004
223/02	< 0,07	0,54	< 0,1	_	0,18	80,0	< 0,07	< 0,01	< 0,04	< 0,1	< 0,01	0,16
224/02	< 0,07	0,27	0,20	_	0,017	108	< 0,07	< 0,01	< 0,04	0,31	< 0,01	0,056
225/02	< 0,3	< 0,3	11,4	-	1,3	328	< 0,4	< 0,07	< 0,2	< 1,2	< 0,05	< 0,02
226/02	< 0,07	4,1	< 0,1	-	4,2	170	< 0,07	< 0,01	6,0	0,19	< 0,01	0,15
227/02	0,082	0,12	< 0,1	-	3,8	115	< 0,07	0,046	14,0	0,33	< 0,01	< 0,004
234/02	< 1	< 1	4,0	-	11,2	1259	< 1	< 0,3	< 1	< 3	< 0,2	< 0,1
235/02	< 3	< 3	21,3	-	16,2	2399	< 4	< 1	< 2	< 7	< 0,5	< 0,2
					Северо	- Западнь	ій Кавказ					
27/01	< 0,3	5,2	< 0,2	50,9	0,21	1400	0,30	0,18	6,0	0,60	< 0,07	< 0,03
28/01	12,3	< 1,0	< 0,7	< 300	6,8	28570	< 0,4	< 0,2	< 0,5	2,1	< 0,3	< 0,1
31/01	< 0,3	0,48	< 0,2	4,2	< 0,08	35	0,22	< 0,04	0,29	< 0,2	< 0,07	< 0,03
31-1/01	< 0,3	17,8	0,48	54,1	9,7	272	< 0,1	< 0,04	0,670	2,1	< 0,07	< 0,03
32/01	< 0,3	< 0,2	< 0,2	170	0,10	61	0,90	1,8	0,26	0,64	0,13	0,030
41/01	0,76	< 0,2	< 0,2	133	0,15	3594	0,38	0,093	0,27	< 0,2	< 0,07	< 0,03
42/01	< 0,3	< 0,2	< 0,2	71,7	< 0,08	1713	0,29	0,093	1,9	< 0,2	0,16	< 0,03
43/01	< 0,3	0,49	< 0,2	189	0,16	65600	< 0,8	< 0,04	0,251	0,46	< 0,07	< 0,03
43a/01	< 0,6	< 0,5	< 0,3	< 300	0,30	102200	< 1	< 0,08	0,9	< 0,48	0,22	< 0,6
44/01	0,38	< 0,2	< 0,2	6,2	0,2	34	0,29	< 0,04	3,5	0,46	0,12	< 0,03
45/01	5,4	< 0,2	0,31	130	0,26	699	< 0,3	0,059	0,555	< 0,2	< 0,07	< 0,03
46/01	< 1,3	< 1,0	< 0,7	5701	24,2	4022	< 0,5	< 0,2	< 0,5	< 1,0	< 0,3	< 0,1

# 6.4. Изотопный состав воды

Сведения об изотопном составе термальных вод довольно отрывочны. Результаты определения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в минеральных водах Дагестана обобщены в монографии М.К. Курбанова [2001]. Нами также проведено определение изотопных характеристик воды Нижнекармадонского и Джавского месторождений азотно-метановых минеральных вод (см. табл. 5.1).

В целом, вода минеральных источников горных районов близка по своему изотопному составу к поверхностным водам горных рек, что указывает на их атмосферное питание. Фигуративные точки Нижнекармадонских источников и Джавы также располагаются вблизи линии минеральных вод.

От источников Горного Дагестана резко отличаются пластовые воды мезозойских водоносных комплексов Восточного Предкавказья. Для них характерен изотопно-тяжелый кислород —  $\delta^{18}$ О до 4–9,54‰, который появляется на фоне довольно низких значений  $\delta D =$ от –53 до –33‰. В результате фигуративные точки этих вод располагаются ниже линии атмосферных вод (Крэйга).

Эти данные, в общем, указывают на определяющую роль седиментационных вод в питании вод мезозойских отложений Восточного Предкавказья. Специфический изотопный состав последних (изотопно-тяжелый кислород при низких величинах  $\delta D$ ), очевидно, сформировался под влиянием как первичных процессов седиментации (в верхней юре этого района известны эвапоритовые комплексы — доломиты и ангидриты), так и вторичных — путем кислородного обмена с водовмещающими породами. Более подробно некоторые механизмы трансформации пластовых вод в осадочном процессе рассмотрены на примере вод грязевых вулканов (см. следующую главу).

# 6.5. Химический состав выделяющихся газов

Из опробованных нами термальных источников к собственно азотным термам, в спонтанных газах которых доля азота превышает 80% об., относятся только несколько водопроявлений: Герпегеж, Тамиск, Джава, Исти-су (см. Приложение 6). В газах остальных источников доминирует метан (источники Кизил-Дере, Джани, Ахты, Хнов, Кхем, Хзан-Ор, Гильяр и др.). Иногда встречаются и газы смешанного азотно-метанового состава (Нижнекармадонские источники).

Кроме метана и азота, в газах некоторых терм содержится значительная примесь углекислого газа (до 8–17% об.). Максимальное содержание  $CO_2$  отмечено в термальных источниках на мысе Башлы и в канале Аджи (39,7 и 51,5% об., соответственно). Однако, учитывая ярко выраженную нефтяную специфику этих газов (присутствие метана и его гомологов), можно предположить, что углекислота в данном случае, как и метан, является продуктом преобразования органического вещества.

Азотно-метановые газы содержат высокие концентрации гелия, концентрация которого в источниках Восточного крыла Большого Кавказа (Кхем, Джани, Бешта, Нижний Кармадон) достигает очень высоких концентраций — 0,2–0,8% об. Эти концентрации на порядок и более оказываются выше, чем в углекислых водах горных районов и метановых газах предгорий (скважины Русский хутор, Талги, Дмитровская, Таловская, Кумухская и др.). Появление столь высоких концентраций гелия пока не находит однозначного объяснения.

# 6.6. Источники компонентов газовой фазы

Исследования изотопного состава гелия показали, что в Кавказском регионе нет строгой взаимосвязи между химическим составом газов и величиной <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He [Polyak et al., 2000]. Но все же, можно констатировать, что для азотнометановых газов более характерны канонические коровые значения изотопно-гелиевого отношения ( ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  до 10·10<sup>-8</sup>). Однако известны районы, где в азотно-метановых термах все же имеется примесь мантийной составляющей. На северном склоне Большого Кавказа она относительно невелика. Здесь величина <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в азотно-метановых газах достигает значений  $(17, 4-35) \cdot 10^{-8}$  (Нижнекармадонские источники, скважины в районе Махачкалы: Талги, Эльдама, Заузенбаш). В Закавказье значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He достигают более высоких величин — (56–384)·10<sup>-8</sup> (скважины Тбилиси-Лиси, Цхалтубо, Цаиши, Джава). Столь же высокие значения  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  известны, например, в углекислых водах района Кавказских Минеральных Вод, Эльбрусского и Казбекского вулканических районов (см. раздел 5.1). Эти данные показывают, что азотнометановые флюиды могут формироваться и на фоне повышенной мантийной активности. Но при всем этом значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в азотнометановых термах часто оказываются все же заметно ниже, чем в ближайших углекислых источниках (см., например табл. 5.3, Нижне- и Верхнекармадонские источники).

Исследования изотопного состава гелия позволяют решить вопросы происхождения некоторых термических аномалий. Например, ранее предполагалось, что термы Южного Дагестана (источники в районе селений Ахты, Хнов, Кизил-Дере, Хзан-Ор) сформировались в зоне термической аномалии, связанной с внедрением крупного «неоинтрузивного тела типа батолитов» [Курбанов, 2001]. Однако канонические коровые значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, обнаруженные в газах этих вод —  $(2-5,5)\cdot10^{-8}$ , не подтверждают эти представления и указывают на отсутствие внедрений мантийного расплава в этом районе<sup>2</sup>.

В целом эти данные позволяют утверждать, что роль магматогенных источников в формировании вещественного состава азотно-метановых терм незначительна. Следовательно, основные компоненты их газового состава имеют атмогенное или коровое происхождение.

Наиболее полные сведения об изотопном составе метана и углекислоты в газах азотнометановых источников Дагестана и Грузии приводятся в работах [Газалиев и др., 1982; Буачидзе, Мхеидзе, 1989]. Рассмотрим изотопно-геохимические особенности формирования углеродсодержащих газов в горных и предгорных районах на примере минеральных источников Дагестана (табл. 6.4).

Изотопный состав углерода в CO<sub>2</sub> источников Горного Дагестана изменяется от -24,2 до -8,2% ( $\delta^{13}C(CO_2)_{cpeqH} = -13,5\%$ , n = 20). В Предгорном Дагестане  $\delta^{15}C(CO_2)$  в большинстве проб изменяется от -24,8 до -7,6% ( $\delta^{13}C(CO_2)_{cpedH} =$ = -16,9%, n = 16). При этом из оценки средней и максимальной величины  $\delta^{13}C$  исключено значение +0,2%, полученное для углекислоты из скв. 20 в пос. Берикей.

Авторы интерпретируют столь необычно высокое значение как результат разгрузки метаморфогенной углекислоты, образующейся при разложении осадочных карбонатов [Газалиев и др., 1982]. Однако следует заметить, что флюидные системы этого района (например, источники на мысе Башлы) напоминают грязевулканические системы [Каспаров и др., 1974]. Известно, что для последних характерна изотопно-тяжелая углекислота [Валяев и др., 1985]. Вопрос о ее генезисе остается дискуссионным. Но мы считаем, что ее появление связано с неравновесными процессами изотопного обмена в системе «газ-вода» при движении газоводного флюида по грязевулканическому каналу к поверхности (более подробно об этом см. раздел 4.3).

Значение  $\delta^{13}C(CH_4)$  в горных районах варьирует от -57,2 до -28,0% ( $\delta^{13}C(CH_4)_{cpedH} =$ = -38,5%, *n* = 16). В предгорных районах  $\delta^{13}C$ изменяется от -69,3 до -40,0% ( $\delta^{13}C(CH_4)_{cpedH} =$ = -56,0, *n* = 20).

Региональные различия изотопного состава углерода метана и углекислоты хорошо заметны на диаграмме  $\delta^{13}C(CO_2) - \delta^{13}C(CH_4)$  (рис. 6.9). На рисунке видно, что области фигуративных точек Предгорного и Горного Дагестана не совпадают из-за заметных различий в величине  $\delta^{13}C(CH_4)$ . Фигуративные точки предгорных районов могут быть аппроксимированы прямой линией. Прямой характер этой тенденции соответствует представлениям об изотопном обмене в системе «CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>» при повышенных температурах [Прасолов, 1990]. В связи с этим вызывает удивление обратный характер тренда, полученного для всей выборки фигуративных точек Горного Дагестана (пункирная линия на рис. 6.9). Однако, если из общей выборки исключить фигуративные точки некоторых источников (источники Казардикамский, Рычал-су, Бурдеки, Агвалинский), то линия тренда приобретает прямолинейный характер и становится почти параллельной тренду для фигуративных точек Предгорного Дагестана.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Необходимо заметить, что при тектонической коллизии теоретически может реализовываться тектоническая обстановка, при которой в результате сильных стрессовых нагрузок в поровое пространство пород может выделяться большое количество радиогенного гелия, накопившегося в кристаллической решетке минералов. Эти процессы могут маскировать присутствие небольших количеств мантийного гелия (если таковой изначально присутствовал в составе воднорастворенных газов). В Южном Дагестане имеются косвенные признаки такой ситуации: высокие скорости тектонических движений и аномалия концентрации гелия в газах. Кроме того, в этих же пробах возрастает отношение <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar (см. главу 3), указывающее на выделение радиогенного аргона, который, как и радиогенный гелий, может выделяться при разрушении матрикса пород.

Таблица	6.4.	Химические	И	изотопные	характеристики	спонтанных	газов	минеральных	вод	Дагестана	(по
[Газалие	вид	(p., 1982])									

Местоположение пунктов	Возраст		Хими	ческий	$\delta^{13}C(CO_2)$	$\delta^{13}C(CH_4)$					
опробования	вмещающих пород	Не	He H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> N <sub>2</sub> CO <sub>2</sub> CH <sub>4</sub> TY					ТУ	У %о		
Горный Дагестан											
Хошархотинский содовый ист.	J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub>	0,9	-	0,20	22,9	7,5	68,5	0,007	-13,1	-34,7	
Хошархотинский соленый ист.	J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub>	0,69	_	0,10	43,8	6,0	49,4	0,005	-12,9	-31,0	
Бежтинский содовый ист.	J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub>	0,76	_	0,20	32,5	2,9	63,6	-	-13,4	-34,1	
Хзанорский ист.	J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub>	1,07	_	0,30	61,5	2,9	34,2	0,003	-11,7	-29,9	
Тиндинский ист. № 1	J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub>	0	0,007	1,00	18,9	80,0	0,06	-	-8,9	_	
Инхокваринский ист.	J <sub>1</sub> plb	0	0,002	0,40	11,5	87,9	0,20	0,001	-10,8	-	
Агвалинский ист.	J <sub>2</sub> aal <sub>1</sub>	0,02	-	0,20	8,8	0,8	90,1	0,017	-11,7	-44,3	
Нижнеинхелинский ист.	J <sub>3</sub> tth	-	0,001	20,00	75,6	4,2	0,16	-	-13,4	-	
Датунский ист. № 2	J <sub>2</sub> baj	_	0,003	20,00	70,3	9,6	0,03	-	-13,6	-	
Чох-Коммуна, содовый ист.	J <sub>2</sub> baj	-	-	13,20	51,5	35,3	_	-	-12,0	-	
Ирганайский ист.	J <sub>2</sub> bth-baj	_	_	11,00	53,5	35,3	0,20	-	-24,2	-	
Цушарский	J <sub>2</sub> aal <sub>2</sub>	0,03	-	4,37	23,5	2,5	66,7	2,9	-18,0	-36,8	
Хновский ист., группа № 3	J <sub>2</sub> baj	0,05	0,005	0,10	10,9	2,2	66,6	0,006	-19,4	-34,5	
Кизыл-Дере, скв. 12Г	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,03	-	0,11	12,8	0,2	86,8	0,003	_	-40,2	
Кизыл-Дере, скв. 221	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,09	_	0,20	9,9	1,4	88,4	0,004	-15,8	-33,0	
Кизыл-Дере, скв. 165	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,05	-	0,20	6,3	0,3	83,2	-	-	-28,0	
Джанинский ист. № 1	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,54	_	0,30	25,8	2,5	71,2	0,023	-17,1	-41,4	
Джанинский ист. № 3	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,64	_	0,40	25,3	4,0	70,1	0,028	-16,4	-39,8	
Казардикамский ист.	J <sub>2</sub> aal <sub>2</sub>	0,31	_	0,20	16,5	9,2	73,8	0,033	-10,4	-57,2	
Рычал-су, ист.	J <sub>2</sub> aal <sub>2</sub>	0,23		0,10	13,2	22,6	63,9	0,01	-9,0	-42,0	
Рычал-су, скв. 36	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,17	-	1,17	26,0	17,0	55,6	0,015	-8,2	-41,9	
Бурдекинский ист., группа № 3	J <sub>2</sub> aa1 <sub>1</sub>	0,07	-	0,10	8,3	2,0	89,5	0,026	-10,0	-47,0	
		Пре	дгорны	й Дагес	тан						
Гильярский ист. № 2	K <sub>1</sub>	0,19	-	1,60	11,7	5,0	81,5	0,018	-10,7	-51,5	
Гильяр, грифон скв. 3	K <sub>1</sub>	0,24	_	0,30	11,1	5,3	83,1	0,021	-9,4	-51,0	
Джавгатский ист.	₽	_	_	10,40	69,5	20,1	-	_	-21,8	-	
Аджиноурский ист.	K <sub>2</sub>	0,04	-	0,40	19,6	0,6	78,4	0,12	-	-51,0	
Эльдама, скв. 2	K <sub>1</sub>	0,04	_	0,60	15,0	1,6	82,7	0,023	-18,1	-54,1	
Эльдама, скв. 4	J <sub>2</sub>	0,09	_	0,10	2,0	7,8	89,8	0,193	-	-42,2	
Гели-Параул, скв. 42А	J <sub>2</sub>	0,03	0,003	0,20	6,5	3,4	88,2	0,01	-	-40,0	
Заузенбаш, скв. 3	K <sub>2</sub>	0	0,001	0,20	1,0	5,9	92,8	0,103	-	-58,3	
Зурамакентский ист.	N <sub>1c</sub> <sup>2v</sup>	0,01	0,005	0,20	90,5	6,0	3,2	0,025	-19,9	-60,0	
Миатлы, скв. 16	K <sub>2</sub>	-	-	-	5,0	5,0	90,0	-	-16,0	-60,0	
Алхаджикентский ист.	Q	0	0,001	0,40	97,3	1,8	1,30	-	-19,2	-65,1	
Махачкала, скв 22Т	N <sub>1c</sub> <sup>2v</sup>	0,05	0,005	0,20	50,9	25,0	23,1	0,58	-20,9	-59,2	
Уйташский, ист.	N <sup>2</sup> <sub>1kg</sub>	0,07	-	0,30	42,2	9,9	47,3	0,089	-24,4	-69,3	

Глава 6. Термальные азотные и азотно-метановые воды

Местоположение пунктов	Возраст вмещающих пород		Хими	ческий	$\delta^{13}C(CO_2)$	δ <sup>13</sup> C(CH <sub>4</sub> )				
опробования		He	H <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	ТУ	%	60
Зели-Кака, ист.	N <sub>1c</sub> <sup>2v</sup>	_	0,003	18,30	65,2	15,3	1,20	-	-24,8	_
Избербаш, скв. 46	$N_{1c}^{2v}$	0	0,002	0,80	18,1	3,7	77,2	0,167	-18,3	-67,5
Каякентский азотный ист.	$N_{1kg}^2$	0,12	-	0,75	92,9	5,8	0,3	0,061	-20,7	-
Источник в канале оз. Аджи	$N_{1kg}^2$	0,01	0,006	0,05	1,0	32,0	66,6	0,317	-11,7	-65,9
Каякент, скв. 600	$N_{1c}^{2v}$	0,01	0,001	0,20	4,9	46,2	47,9	0,23	-10,4	-64,1
Источник на мысе Башлы	$N_{1kg}^2$	0,04	0,031	0,20	6,7	26,8	66,1	0,105	-16,7	-68,5
Берикей, скв. 20	<b>K</b> <sub>1</sub>	0	0,004	0,50	2,4	93,0	3,9	0,13	0,2	-43,0
Дузлак, скв. 8	K <sub>2</sub>	0,04	0,002	0,10	8,8	18,0	71,5	1,056	-	-46,0
Рубас, скв. 1М	$N_{1c}^{2v}$	0,04	0,018	0,04	2,2	2,0	95,7	-	_	-60,0
Рубас, скв. 4	K <sub>1</sub>	0,01	_	0,10	9,7	3,0	85,5	1,69	-7,6	-42,4

Таблица 6.4. Окончание



**Рис. 6.9.** Изотопный состав углерода в метане и углекислоте в газах минеральных источников Горного (*1*) и Предгорного (*2*) Дагестана по данным [Газалиев и др., 1982]

Линиями показаны тенденции изменения изотопного состава углерода для разных групп точек: пояснение см. в тексте

Анализ соотношения концентрации метана и его изотопного состава показывает (рис. 6.10), что в Горном Дагестане с ростом концентрации  $CH_4$  в газе величина  $\delta^{13}C(CH_4)$  остается постоянной или слабо понижается. В предгорьях отмечается обратная тенденция, что, по-видимому, отражает различие температурных обстановок преобразования органического вещества на разных глубинах.



Рис. 6.10. Соотношение концентрации и величины  $\delta^{13}$ С в метане в азотно-метановых газах Горного (1) и Предгорного (2) Дагестана

Условные обозначения см. на рис. 6.9.

Линиями показана тенденция изменения химических и изотопных характеристик газов для этих выборок

Тенденция к утяжелению  $\delta^{13}C(CO_2)$  с ростом концентрации CO<sub>2</sub> намечается для фигуративных точек Горного Дагестана (рис. 6.11). Крайние члены этой группы представлены двумя углекислыми источниками — Тинди и Инхоквари (см. табл. 6.4), которые ограничивают с востока Большекавказскую провинцию углекислых вод. Из этих построений следует, что в горных районах углекислота может иметь смешан-



**Рис. 6.11.** Соотношение концентрации и величины  $\delta^{13}$ С в углекислоте минеральных вод Горного (*1*) и Предгорного (*2*) Дагестана

Условные обозначения см. на рис. 6.9.

Линиями ограничена область фигуративных точек Горного Дагестана

ный генезис. При малых количествах  $CO_2$  в газах доминирует изотопно-легкая углекислота, генетически связанная с процессами метаногенерации. С ростом содержания  $CO_2$  в пробе увеличивается доля более изотопно-тяжелой метаморфогенно-магматогенной углекислоты, преобладающей в газах провинции углекислых вод (более подробно генезис  $CO_2$  в углекислых водах рассмотрен в разделе 5.1).

В целом, диапазоны значений  $\delta^{13}C(CO_2)$  в горных и предгорных районах Дагестана практически совпадают, но среднее значение в предгорьях все же оказывается на ~3,5‰ меньше.

Иная картина наблюдается для метана.

Наиболее резкие региональные различия отмечены для  $\delta^{13}C(CH_4)$ . Метан в горных районах заметно тяжелее метана Предгорного Дагестана как по диапазону, так и по величине среднего. С одной стороны, это может отражать более напряженные температурные условия формирования метансодержащих газов в горах или быть следствием мобилизации остаточных количеств  $C_{opr}$  в процесс метаногенерации на фоне постоянного оттока метана из области флюидогенерации по трещинным системам. С другой стороны, следует заметить, что представленные в табл. 6.4 выборки неоднородны по возрасту. В Горном Дагестане источники разгружаются исключительно из

нижне-среднеюрских пород, а в Предгорных районах большая часть проб получена из более молодых водоносных комплексов — от нижнего мела до плиоцена. Наиболее изотопнолегкий метан ( $\delta^{13}C(CH_a) < -50\%$ ) характерен для комплексов третичного возраста. В мезозойских же горизонтах (К-Ј) предгорий метан более тяжелый и по своим характеристикам приближается к метану Горного Дагестана. Поэтому вполне возможно, что обнаруженные различия изотопного состава метана могут отражать возрастные особенности метаногенерирующих слоев (особенности первичного состава Сорг разновозрастных отложений или различные стадии преобразования органического вещества в осадочном процессе).

#### \* \* \*

1. Спецификой Кавказского региона является почти полное отсутствие азотных терм, в газах которых доля азота составляет более 90% об. В горных районах северного склона Большого Кавказа довольно широко представлены термы азотно-метанового и метанового типа. Их появление обусловлено вовлечением в процессы горообразования мезозойских комплексов осадочных пород. Эти воды объединены нами в единую генетическую группу азотно-метановых терм, образование которых характерно для районов с высокими скоростями вертикальных движений и повышенной сейсмичностью.

2. Несмотря на отсутствие статистически значимой взаимосвязи химического состава газов и величины  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ , в газах азотно-метанового состава значения R почти всегда оказываются заметно ниже, чем в ближайших углекислых источниках. Часто газы азотно-метановых терм характеризуются коровыми величинами R, что указывает на отсутствие их генетической связи с проявлениями магматизма.

3. Термоаномалия Южного Дагестана, судя по данным <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в газах термальных источников, не связана с проявлениями мантийной активности.

4. Вода минеральных источников Горного Дагестана преимущественно имеет атмогенное питание. В водоносных же комплексах предгорных районов доминируют воды седиментационного происхождения. Их изотопный состав сильно модифицирован в результате взаимодействия в системе «вода–порода»
5. В солевом комплексе термальных источников Восточного Кавказа сохраняются признаки подмешивания рассолов Cl-Na-Ca типа, аналогичных рассолам мезозойских комплексов Предкавказья.

6. Базовые температуры флюидогенерации термальных вод оцениваются в диапазоне 60–110 °C, что может соответствовать глубинам циркуляции вод порядка 1,5–2,5 км. 7. В изотопном составе углерода метана минеральных вод Дагестана отмечены признаки изотопной зональности, которая может отражать более напряженные температурные условия циркуляции вод в районе Главного хребта. Она также может соответствовать изменчивости литологического состава и степени постседиментационных преобразований водовмещающих пород.

### Глава 7 Холодные метановые воды грязевых вулканов

### 7.1. Область распространения

В осадочных бассейнах формирование метановых вод генетически связано с процессами нефтегазогенерации, проходящими в толще осадков. Они представляют собой пластовые воды зоны замедленного водообмена. В тектонически спокойных районах выходы таких вод на поверхность земли довольно редки, поскольку для их транспортировки к поверхности флюиду необходимо преодолеть от нескольких сотен метров до первых километров осадков. Однако в обстановке внутриконтинентальной коллизии, при которой происходит дробление и смятие блоков земной коры, вертикальная проницаемость пластов резко возрастает, обеспечивая вскрытие углеводородных залежей. Поэтому метановые водопроявления часто маркируют тектонически ослабленные зоны, представляющие собой каналы естественного разрушения углеводородных залежей.

Стрессовые нагрузки тангенциальной направленности во фронтальных частях крупных надвигов вызывают пластические деформации осадочного чехла предгорных и межгорных впадин, оконтуривающих горное сооружение. Это приводит к формированию бескорневых складок, песчано-глинистых диапиров и, как следствие, зон аномально высоких пластовых давлений (АВПД), формирующихся в ядрах складок [Киссин, 1967]. Пластовое давление при этом может возрастать до такой степени, что флюид прорывает покрышку. При вскрытии таких ловушек буровыми скважинами иногда происходит выброс не только бурового инструмента, но и обсадных колонн — так называемые «бешеные скважины» [Холодов, 1987].

Холодные метановые воды в Кавказском регионе типичны для осадочных бассейнов предгорных и межгорных впадин (Терско-Кумского, Индоло-Кубанского, Куринского, Рионского) (рис. 7.1 и см. рис. 3.1). Только на Восточном и Западном крыльях Большого Кавказа область метановых вод охватывает и горные районы (см. Приложение 6). Особенно ярко это выражено на Восточном Кавказе, где холодные воды с высоким содержанием метана (до 60-80% об. источники Чах-Чах, Цущар) встречаются в горных районах Дагестана на высотных отметках 1000-2000 м (см. табл. 1.1). В этих же районах (особенно в Южном Дагестане) встречаются термальные источники, в газах которых также доминирует метан (Джани, Кхем, Кизил-Дере, Хзан-Ор, Бешта, Каякент). По нашему мнению, они образуют генетически единую группу с азотными термальными водами. Поэтому их описание приводится в разделе 5.2.

Практически все метановые источники Кавказского региона формируются в толще терригенных комплексов мезозойско-кайнозойского возраста и, таким образом, являются типичными представителями пластовых вод отложений, обогащенных органическим веществом. Эти источники по морфологическим типам очага разгрузки можно разделить на две группы: собственно минеральные источники и грязевые вулканы.

Первые встречаются в горных и предгорных районах и представляют собой источники классического вида — очаги разгрузки минерализованных (редко пресных) вод с выделениями

Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов



**Рис. 7.1.** Положение грязевулканических районов относительно основных структурных элементов Кавказского региона (по [Philip et al., 1989])

І-ІІІ — районы грязевого вулканизма: І — Керченско-Таманский, ІІ — Восточно-Грузинский (Кахетинский), ІІІ — Южно-Каспийский (Азербайджанский).

Условные обозначения см. на рис. 2.1

пузырей спонтанного газа. Часто такие водопроявления встречаются в местах выхода на поверхность консолидированных осадочных пород (известняков, песчаников, аргиллитов и т.д.). Их выходы в основном приурочены к краевым частям осадочных бассейнов, затронутых процессами горообразования (например, источники Сунженского хребта).

Вторые (грязевые вулканы) — локализуются только в предгорных и межгорных осадочных бассейнах, и формируются в слабоконсолидированных песчано-глинистых осадках. Помимо газа и воды в местах их разгрузки на поверхность выносится и большой объем глинистой массы, содержащей иногда довольно крупные обломки литифицированных пород (грязевулканическая брекчия). В местах разгрузки таких источников выбросы глинистой массы иногда формируют сопки высотой в первые десятки метров, по своему внешнему виду напоминающие небольшие вулканические конуса.

Собственно метановые источники довольно редки. В основном они встречаются в области развития грязевых вулканов: на Таманском полуострове, в Азербайджане и в Восточной Грузии. В горных и предгорных районах воды с высоким содержанием метана в спонтанных газах известны на Восточном Кавказе, что, в общем, согласуется с гипотезой, согласно которой, складчатые комплексы Дагестанского клина надвинуты на предгорные молассовые бассейны, обрамляющие с северо-востока Большой Кавказ [Philip et al., 1989].

Воды этих метановых источников холодные (до 10–15 °С). По химическому составу они представлены или пресными растворами (источник Цущар), имеющими, скорее всего, инфильтрационное происхождение, или «содовыми» водами (источник Чах-Чах, Южный Дагестан). Последние аналогичны по химическому составу водам грязевых вулканов.

На западном крыле горного сооружения Большого Кавказа (район г. Сочи) метановые флюиды вскрываются скважинами (месторождения минеральных вод: Лазоревское, Волконка, Сергей-Поле, Кудепста, Пластунка, Мацеста). Только в долине р. Мацеста отмечается естественная разгрузка сероводородных источников, в газах которых, судя по данным опробования скважины одноименного месторождения, присутствует метан (см. Приложение 6).

Проявления грязевого вулканизма характерно для Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского подвижных поясов. В России и странах СНГ грязевые вулканы есть на Керченском и Таманском полуостровах, в восточной части Грузии, в Азербайджане, западной части Туркмении, на юго-востоке о-ва Сахалин, а также в акваториях южной впадины Каспийского моря, Азовского и Черного морей.

Грязевой вулканизм обычно развивается в пределах нефтегазоносных провинций, приуроченных к крупным предгорным и межгорным впадинам. Вероятно, его формирование в какойто мере связано с тектоническими нагрузками, которые испытывают массивы осадочных пород в зонах тектонических коллизий [Копп, 1985; Карамбарова и др., 2001]. Грязевые вулканы часто образуются в сводовых частях локальных складок и в узлах пересечения тектонических нарушений. Таким образом, грязевой вулканизм развивается при наличии как минимум двух необходимых факторов: большой мощности терригенных, преимущественно глинистых отложений, обогащенных органическим веществом (нефтематеринских пород), и высокой тектонической активности, обеспечивающей миграцию углеводородов к поверхности земли.

Из-за внешнего сходства проявлений грязевого и обычного вулканизма и их приуроченности к подвижным поясам Земли давно возникал вопрос о связи грязевых вулканов с глубинным магматизмом и возможном участии эманаций последнего в формировании грязевулканических флюидов. Решение этой проблемы затрагивает фундаментальные аспекты гидрогеологии и нефтяной геологии — механизмы формирования зон АВПД в земной коре, вопросы генезиса «содовых» вод, обогащенных микрокомпонентами, и происхождения скоплений углеводородов, доминирующих, как правило, в газовой фазе грязевулканических флюидов. Не ясны условия и механизмы образования разжиженной глинистой массы на глубине. Существующие оценки глубин формирования грязевулканических флюидов варьируют от ~2 до 6-9 км и более (см. [Холодов, 2002б]). Трудно представить существование на таких глубинах разжиженной глинистой массы. В связи с этим требует доказательств, что вода и газы, выделяемые вулканами, формируются в едином резервуаре, а не поступают с разных уровней разреза. То же самое касается и твердой фазы — неизвестно, какая ее часть поступает из грязевулканического резервуара (питающих слоев), а какая мобилизуется из вышележащих отложений (со стенок грязевулканического канала). Решение этих вопросов в перспективе поможет понять механизм формирования грязевулканических систем.

Изучение грязевулканической деятельности имеет продолжительную историю, но до сих пор о ее причинах нет единого мнения. Сначала Г.В. Абих, С.А. Ковалевский, А.П. Герасимов пытались доказать родство грязевых вулканов с глубинным магматизмом. По мере развития нефтяной геологии распространялась другая точка зрения, сторонники которой (К.П. Калицкий, В.Н. Вебер, Д.В. Голубятников, И.М. Губкин, Н.С. Шатский, В.Н. Холодов) стали связывать грязевой вулканизм с присутствием в недрах скоплений углеводородов и с физико-химическими процессами, протекающими в разрезе осадочных бассейнов. Однако позже вновь возобновились попытки увязать грязевой вулканизм (а также некоторые месторождения углеводородов) с магматогенными процессами (С.Д. Гемп, Б.М. Валяев и др.).

Поэтому при изучении грязевых вулканов особый интерес вызывает поиск мантийной (ювенильной) компоненты в составе флюидов, разгружающихся через эти вулканы. С этой целью обсуждались различные геохимические материалы [Гуляева, 1939; Сулин, 1939; Ходькова, Гемп, 1970; Альбов, 1973; Лагунова, Гемп, 1978; Шнюков и др., 1986], в том числе и изотопные данные — по углероду метана и углекислоты [Гемп и др., 1970; Гемп, Лагунова 1978; Валяев и др., 1985], водороду и кислороду воды [Валяев и др., 1985; Есиков, 1995]. Однако окончательного решения эта проблема пока так и не получила, что связано, в первую очередь, с неоднозначностью применявшихся ранее критериев.

В настоящее время существуют следующие основные взгляды на механизм формирования грязевых вулканов [Холодов, 2002 а,6; Корf, 2002].

1. Грязевые вулканы генетически взаимосвязаны с очагами современного магматизма и через их каналы разгружается вещество глубинного «ювенильного» происхождения [Абих, 1939; Ковалевский, 1940; Валяев и др., 1985].

2. Грязевой вулканизм развивается в обстановках тектонической коллизии при формировании аккреционных структур. В таких условиях происходит скучивание осадочного чехла и интенсивное отжатие газоводных флюидов из многокилометровой толщи осадков, что и порождает явление грязевого вулканизма. Наиболее яркими примерами считаются грязевые конусы Барбадосской и Средиземноморской аккреционных призм [Корf, 2002]. 3. Грязевой вулканизм генетически связан с процессами синтеза и миграции углеводородов (метана и нефтей) в осадочном чехле молодых бассейнов [Губкин, Фёдоров, 1938]. Прорыв по-



Рис. 7.2. Схема расположения грязевых вулканов на Таманском полуострове (*a*) и в Восточной Грузии (*б*) *1*, 2 — грязевые вулканы: 1 — опробованные, 2 — не опробованные; 3 — группы вулканов Таманского полуострова: I — южная, II — юго-западная, III — центральная, IV — северная; 4 — границы групп; 5 — область построения изолиний <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (см. рис. 7.15).

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб в табл. 7.1, 7.3-7.6

крышек или разгрузка метана по тектоническим нарушениям мобилизует поток жидких и твердых продуктов из вышерасположенных частей разреза («газовый» вулканизм).

4. Грязевой вулканизм, а также сопутствующие ему явления образования диапировых складок и зон АВПД инициируются элизионными процессами постседиментационных преобразований пород [Холодов, 20026]. Важнейшую роль здесь играет перекристаллизация смектита в гидрослюду, сопровождающаяся разуплотнением глинистых отложений. Под влиянием литостатической нагрузки породы уплотняются, и часть давления передается на поровые воды, создавая зоны АВПД. Этот механизм позволяет объяснить и формирование диапировых бескорневых складок.

5. Поскольку грязевой вулканизм характерен для альпийских молассовых бассейнов, отличающихся высокими скоростями осадконакопления [Braunstein, O'Brien, 1968], можно предположить высокую вероятность захоронения водонасыщенных неуплотненных тонкодисперсных глинистых масс, из которых не успевали отжиматься поровые воды. Повышение литостатического давления и перекристаллизация глинистых минералов в таких осадках может привести к формированию зон АВПД и бескорневых диапировых складок, а также к выбросу водноглинистой массы на поверхность.

Очевидно, что комплексный анализ различных геохимических характеристик грязевулканических выбросов, может дать ответ на вопрос о происхождении вещества грязевулканических выбросов, а также определить температурные условия формирования газообразной, жидкой и твердой фаз. Таким образом, можно выяснить вопрос о генетической взаимосвязи элементов фазового состава газоводных флюидов.

Под таким углом зрения мы исследовали грязевые вулканы Кавказского региона. Здесь известно несколько грязевулканических районов: Керченско-Таманский (Таманский полуостров и Керченский полуостров Крыма), Среднекуринский (Восточная Грузия или Кахетия) и Южно-Каспийский (Азербайджан) (см. рис. 7.1). Наиболее крупным является Южно-Каспийский (Азербайджанский) район, в пределах которого насчитывается более 200 вулканов [Якубов и др., 1971]. В Грузии их известно всего 15 и около 40 на Таманском полуострове, из них действующих около 20 [Шнюков и др., 1986] (рис. 7.2). Таманский и Восточно-Грузинский районы 7.2. Геологическая позиция районов грязевого вулканизма

наиболее контрастны по геолого-тектоническим условиям.

# 7.2. Геологическая позиция районов грязевого вулканизма

Локализуясь в пределах активных поясов, грязевулканические системы формируются в осадочных бассейнах с мощным осадочным чехлом (8–12 км), верхний структурный этаж которых представлен молассовым комплексом с преобладанием глинистых пород [Рахманов, 1987]. В таких бассейнах грязевые вулканы встречаются преимущественно на участках перехода от зон максимального погружения к областям поднятия (горообразования). Для этих участков характерно проявление зон смятия, конседиментационной складчатости, разрывных нарушений.

В Кавказском регионе формирование крупных грязевулканических систем происходило на фоне общей тектонической перестройки, в результате которой в олигоцен-раннемиоценовое время произошло вздымание центральной части Большого Кавказа и началось формирование молассового комплекса (майкопской серии) на фоне интенсивного прогибания предгорных и межгорных впадин.

Со временем в регионе сформировалось несколько крупных бассейнов седиментации: предгорные Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский прогибы и закавказские — Рионская и Куринская депрессии (см. рис. 7.1). Изученные нами проявления грязевого вулканизма расположены в Индоло-Кубанском передовом прогибе (Таманский полуостров) и в западной части Куринской межгорной депрессии. В контексте данного исследования имеет смысл остановиться лишь на некоторых деталях строения этих структурно-морфологических элементов.

Куринская депрессия условно разделяется на три впадины: Верхне-, Средне- и Нижнекуринскую. Грязевой вулканизм отмечается только в двух последних. Наибольшее количество современных и древних вулканов (~220) находится в Нижнекуринской впадине на территории Азербайджана [Рахманов, 1987]. В Среднекуринской впадине — на территории Восточной Грузии и Западного Азербайджана — известно лишь 15 грязевулканических построек.

Куринская впадина с севера ограничивается юрско-меловыми сложно дислоцированными

и раздробленными отложениями осевой зоны Большого Кавказа, местами надвинутыми на северный борт впадины (см. рис. 7.1) [Якубов и др., 1980; Philip et al., 1989]. Последние образуют мощный разрез, имеющий чешуйчатое строение. Мощность осадочного чехла в центральных частях Среднекуринской впадины достигает 13–14 км [Краснопевцева и др., 1977; Иоселиани, Диасамидзе, 1983; Челидзе, 1983; Адамия, 1985]. Из них на мезозойские отложения приходится только 4-6 км. Выше располагаются молассовые комплексы палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Среди них максимальные мощности приходятся на породы морской — майкопской (5-6 км) и пресноводно-континентальной ширакской (2-2,5 км) свит [Раджабов и др., 1985]. Впадина сформировалась в обстановке тектонического сжатия. Поэтому в ее бортовых частях отмечается активное скучивание слоев и широкое развитие тектонических покровов, горизонтальная амплитуда смещения по которым меняется от 4-5 до 25-30 км [Дотдуев, 1986]. Таким образом, большие мощности молассового заполнения Среднекуринской впадины могут быть результатом тектонического повторения в разрезах одновозрастных толщ и развития тектонических покровов [Адамия и др., 1989]. При увеличении мощности чехла общая мощность коры снижается — от 50-52 км под Большим Кавказом до 40-42 км в Южной Кахетии [Шенгелая, 1978; Philip et al., 1989]. Это связывается с процессами изостатического прогибания коры под тяжестью накопившихся осадков и эклогитизации ее нижних горизонтов [Краснопевцева и др., 1977]. Интересной особенностью фундамента Среднекуринской впадины является наличие в интервале глубин 20-40 км «протяженного геологического тела со скоростями, близкими к "мантийным" (7,5-7,8 км/с)» [Челидзе; 1983]. Предполагается, что это — интрузия основных и ультраосновных пород, время ее внедрения не определено.

Схожее строение разреза осадочного чехла отмечается и в Индоло-Кубанском прогибе, где мощность только майкопских отложений достигает 4–4,5 км, а на южном борту прогиба отмечается система пологих надвигов, по которым породы мезозойского возраста надвинуты на более молодые отложения [Якубов и др., 1980; Шнюков и др., 1986].

И в том, и в другом районе особенности локализации грязевых вулканов сходны. Большинство вулканических построек приурочено не к центральным частям осадочных бассейнов, где мощности нефтегенерирующих слоев максимальны, а к их бортам, обращенным к горному сооружению Большого Кавказа и часто осложненным надвиговыми структурами. Поэтому мы предполагаем, что развитие грязевого вулканизма, по-видимому, связано не только с процессами нефтегазогенерации и с постседиментационными преобразованиями осадочных пород, но и с формированием крупных надвиговых структур в бортах впадин. Именно последние обеспечивают вскрытие газонефтяных залежей на периферии нефтегазоносных бассейнов, что в конечном итоге приводит к формированию грязевулканических систем.

Грязевулканические каналы дренируют многокилометровую толщу осадочного разреза. Судя по сопоставлению результатов изучения грязевулканических брекчий с керновым материалом буровых скважин, корни грязевых вулканов в зависимости от особенностей строения осадочного чехла залегают на глубинах от 3-4 до 8-10 км [Шнюков и др., 1986]. При этом верхний уровень их положения (3-4 км) совпадает с зоной фазового перехода глинистых минералов изоморфного ряда гидрослюда-смектит [Холодов, 1983]. Этот переход, по мнению В.Н. Холодова [1987], играет важную роль в формировании элизионного режима в осадочном бассейне и связанных с этим процессов: нефтегенерации, образования зон АВПД, гидроразрывов, грязевого вулканизма и т.п.

# 7.3. Состав твердых продуктов извержений

Вопросы химического состава грязевулканических выбросов широко освещены в работах: [Лагунова, Гемп 1978; Гемп и др., 1970, 1979; Якубов и др., 1980; Валяев и др., 1985; Шнюков и др., 1986; Поляк и др., 1996; Лаврушин и др., 1996; Лаврушин, Поляк, 1997; Лаврушин, Корf и др., 2003; Лаврушин, Дубинина, Авдеенко, 2005; Дубинина и др., 2004]. Главным объектом нашего исследования являлись геохимические и минералогические особенности продуктов извержений, характеризующие температурные условия образования грязевулканических флюидов или глубину их формирования.

#### Возраст обломков

Геологическим признаком положения корней вулканических аппаратов считается возраст наиболее древних обломков пород, выбрасываемых вулканом. Он далеко не всегда установлен биостратиграфическими и/или радиометрическими определениями, а по одним литологическим признакам точную стратиграфическую привязку сделать трудно. Кроме того, еще в 1934 г. Н.С. Шатский при изучении грязевых вулканов Азербайджана обращал внимание на широкое развитие в геологическом разрезе региона брекчий тектонического происхождения [Шатский, 1965], так что использование таких данных достаточно условно.

Литологический состав и возраст грязевулканических брекчий вулканов Таманского полуострова изучен довольно подробно. В ранних работах считалось, что сопочная брекчия таманских вулканов не содержит пород древнее майкопских [Авдусин, 1948; Белоусов, Яроцкий, 1936]. Однако позднее было установлено, что в выбросах многих вулканов встречаются фрагменты и более древних отложений — эоценового, палеоценового, мелового и даже верхнеюрского возраста [Шардаров и др., 1962]. Обломки пород нижнего мела, по петрографическим данным (без подтверждения хроностратиграфическими определениями), отмечаются в брекчиях вулканов Семигорского, Шуго, Гладковского, Северо-Ахтанизовского, Кучугурского, Карабетовой горы (Карабетовский), Гнилой, Миски и Сопки. На вулкане Шуго радиометрическим датированием определен нижнемеловой возраст обломков глауконитовых песчаников — 120 млн лет [Шнюков и др., 1986].

В брекчиях некоторых вулканов (Гладковского, Семигорского, Шуго, Шапурского, Карабетовой горы, Сопки) найдены также фрагменты изверженных пород — базальтовые порфириты, хлоритизированные диабазы и др. Считается, что они вынесены из обломочных отложений мелового возраста, но в некоторых случаях (Карабетовский, Сопка, Шапурский) нельзя исключить, что они могли быть занесены на вершину человеком.

Аналогичные закономерности характерны и для грязевулканических брекчий Куринской впадины, где среди обломков пород часто идентифицируются фрагменты пород мезозойского возраста, доля которых возрастает с приближением к отрогам Большого Кавказа. Предполагается [Якубов и др., 1980], что они мобилизуются из молассовых комплексов, заполняющих впадину.

Таким образом, по результатам изучения грязевулканических брекчий можно предположительно судить о возрасте слоев, в которых залегает питающий резервуар (табл. 7.1). Однако для определения глубины генерации флюидов, разгружающихся через грязевые вулканы, чисто геологических данных (о составе и возрасте брекчий) недостаточно. Поэтому особенно важна независимая информация об этом, которую дает изучение химического и изотопного состава таких флюидов.

Таблица 7.1. Максимальный возраст обломков пород, выбрасываемых грязевыми вулканами Таманского полуострова (по [Шардаров и др., 1962])

Номер на рис. 7.2	Грязевые вулканы	Возраст питающих слоев*
15	Кучугурский	K <sub>1-2</sub>
21	Гнилая	K <sub>1-2</sub>
7	Поливадина	$P_3$ -N <sub>1</sub> (mk)
1	Семигорский	K <sub>1-2</sub>
3	Гладковский	K <sub>1-2</sub> -J <sub>3</sub>
4	Шуго	K <sub>1-2</sub> -J <sub>3</sub>
18	Синяя Балка	$P_3$ -N <sub>1</sub> (mk)
20	Миска	K <sub>1-2</sub>
13	Ахтанизовский	N <sub>1</sub>
9	Шапурский	$P_3-N_1(mk)$
10	Южно-Нефтяной	$P_3-N_1(mk)$
12	Северо-Нефтяной	$P_3-N_1(mk)$
14a	Западные Цимбалы	N <sub>1</sub>
146	Восточные Цимбалы	N <sub>1</sub>
19	Сопка	<b>K</b> <sub>1</sub>
8	Карабетова гора	K <sub>1-2</sub>
23	Бориса и Глеба	N <sub>1</sub>

\* По максимальному возрасту обломков пород из грязебрекчий.

#### Фазовый состав глинистых минералов

Считается, что процесс иллитизации смектита сопровождается разуплотнением и увлажнением глинистых пород и может способствовать развитию грязевого вулканизма [Холодов, 1983, 1987, 20026, 2006]. Перекристаллизация смектита в иллит начинается при температурах 40–50 °С и завершается при ~200 °С (наиболее интенсивно этот процесс протекает при ~120 °С) [Colten-Bradley, 1987; Дриц, Коссовская, 1990; Холодов, 2006]. В геотермических условиях Предкавказья иллитизация смектита наиболее активно проходит в интервале глубин 2–4 км [Холодов, 1983]. В процессе этой трансформации как промежуточные формы возникают смешанослойные минералы группы иллит-смектит, а также хлорит, кварц и магнезиальный карбонат.

Рентгенографические исследования грязебрекчий Таманского полуострова и Восточной Грузии выявили некоторые различия в составе и соотношении глинистых минералов. Смектит в глинах большинства грузинских вулканов не идентифицируется. Его следы отмечаются только в самом северном вулкане (Ахтала), расположенном в южном борту Алазанской впадины. Это также единственный вулкан в Восточной Грузии (из обследованных), в котором не выявлены смешанослойные минералы группы иллит-смектит. Глины остальных грузинских вулканов отличаются обилием смешанослойных минералов группы иллит-смектит, в которых количество неразбухающих слоев слюдистого типа достигает 30-40% (табл. 7.2). Содержание этого минерала увеличивается в южном направлении.

В таманских брекчиях, напротив, смешанослойные минералы группы иллит-смектит, содержащие более 10% разбухающих межслоев, нигде однозначно не идентифицированы<sup>1</sup>. Во фракциях < 0,001 мм преобладают смектит и гидрослюда. Последняя содержит не более 5–10% разбухающих межслоев смектитового типа. Смектит отсутствует только в некоторых южных вулканах: Гладковский, Шуго и Карабетовский (см. табл. 7.2). В составе их глинистых выбросов доминирует гидрослюда.

Во всех образцах присутствуют гидрослюда, хлорит и каолинит. В брекчиях Тамани иногда

встречаются дефектные (нетермостойкие) хлориты, вероятно, имеющие аутигенное происхождение. Вторичные хлориты отмечены также и в брекчиях Килы-Купры (Грузия), где они замещают в обломке песчаника чешуйки слюды (биотита?), вероятно, принесенные в составе вулканокластического материала (рис. 7.3, см. цв. вкл.).

Предполагая, что значительная часть глинистой массы, извергаемой вулканами, характеризует состав глинистых минералов флюидогенерирующих слоев, можно сделать вывод, что «корни» большинства вулканов располагаются в средней части зоны иллитизации смектита для вулканов Грузии и вблизи от ее верхней границы для многих вулканов Тамани. В последнем случае наличие небольших количеств смешанослойных минералов, содержащих не более 20-30% межслоев иллитового типа, можно только подозревать. Поэтому мы считаем, что глинистый материал, извергаемый многими вулканами, поступал с относительно небольших глубин, температура на которых была существенно ниже 200 °С и, вероятно, не превышала даже 100-120 °С. Исключением являются только самые южные вулканы Таманского полуострова (Гладковский, Шуго и Карабетовский), в выбросах которых доминирует гидрослюда, а смектит и/или смешанослойные иллит-смектиты отсутствуют. По-видимому, их флюиды формируются при более высоких температурах (или питаются за счет глинистого материала толщ, не содержащих смектиты).

Впрочем, нельзя исключить, что смектитовый минерал, преобладающий во многих таманских вулканах, мобилизуется из верхних частей осадочной толщи, где он термодинамически устойчив. Но в таком случае приходится предполагать, что основные объемы глинистой массы должны захватываться выше по разрезу (относительно зоны флюидогенерации). В этом случае глинистая пульпа играет второстепенную роль в явлении грязевого вулканизма, подмешиваясь к газоводному флюиду в субповерхностных частях грязевулканического канала и такой вулканизм было бы правильнее называть «газовым».

Если это так и исходный резервуар все же располагается на большей глубине — в зоне устойчивости иллита, то тогда непонятно, почему в пульпе таманских вулканов не фиксируются смешанослойные иллит-смектиты. Поэтому такая гипотеза кажется маловероятной. Возможно, дополнительную информацию по этому вопросу мог бы дать анализ количественных определений концентраций глинистых минералов в пульпе.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Минерал, который мы идентифицируем как «смектит», на рентгенограммах ориентированных препаратов, насыщенных глицерином, фиксируется только по базальному отражению первого порядка (отражения более низких порядков не выражены). Поэтому, мы не можем однозначно утверждать, что в образцах присутствует собственно смектит, поскольку в присутствии гидрослюды его невозможно отличить от смешанослойного минерала типа иллит-смектита, содержащего небольшое количество межслоев слюдистого типа (не более 30%). Таким образом, под термином «смектит» мы подразумеваем наличие минерала смектитового типа, часто тонкодисперсного, возможно, содержащего не более 20–30% неразбухающих межслоев слюдистого типа.

**Таблица 7.2.** Фазовый состав глинистых минералов из выбросов грязевых вулканов Восточной Грузии и Таманского полуострова (фракция < 0,001 мм)

Номер пробы	Грязевые вулканы	Глинистые минералы (по убыванию концентрации)
		Восточная Грузия
9/97	Ахтала, г. Гурджаани	Гидрослюда (~5%), хлорит, смектит, каолинит
2/97	Пховели	Гидрослюда (~5%), хлорит (не термостойкий), каолинит, иллит- смектит (30-40% смектитовых межслоев)
3/97	Восточная Кила-Купра	Иллит-смектит (30–40% смектитовых межслоев), гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
7/97	Восточная Байда	Иллит-смектит (30–40% смектитовых межслоев), гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
	Тама	нский полуостров (Россия)
9/94	Семигорский	Na-смектит, гидрослюда (~10%), каолинит, хлорит (следы)
11/94	Гладковский	Гидрослюда (~10%), дефектный хлорит, каолинит
13/94	Шуго	Гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит, следы смектита(?)
50/01	Восток	Иллит-смектит (~20% слюдистых межслоев), гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
4/94	Поливадина, ист.	Гидрослюда (два типа, различающихся количеством разбухающих межслоев), каолинит, хлорит (следы)
5/94	Поливадина	Смектит тонкодисперстный, гидрослюда (~5%), каолинит
7/94	Черноморское пекло	Гидрослюда (~5%), смектит тонкодисперстный, каолинит, следы хлорита
51/01	Бугазский	Смектит, гидрослюда (~5%), каолинит, хлорит, дефектный хлорит
25/94	Карабетова гора (цент- ральная сальза)	Гидрослюда (~20%), каолинит
8/94	Карабетова гора, сер- ный ист.	Смектит тонкодисперстный, гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
17/94	Шапурский	Смектит тонкодисперстный, слюда с единичными разбухающими межслоями, нетермостойкий хлорит, каолинит
16/94	Ахтанизовский	Смектит, гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
19/94	Южно-Нефтяной, ист.	Смектит тонкодисперстный, гидрослюда (~5%), нетермостойкий хлорит (мало), каолинит
20/94	Северо-Нефтяной	Смектит тонкодисперстный, гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
21/94	Западные Цимбалы	Смектит тонкодисперстный, гидрослюда (~5%), каолинит, нетер- мостойкий хлорит (мало)
22/94	Восточные Цимбалы	Смектит, гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
24/94	Фонталовский, ист.	Смектит тонкодисперсный, гидрослюда (~5%), каолинит
58/01	Чушка	Смектит, гидрослюда (~5%), каолинит, хлорит
1/94	Кучугурский	Иллит-смектит (~20–25% слюдистых межслоев), гидрослюда (5–10%), дефектный хлорит, каолинит
2/94	Голубицкий, морской	Иллит-смектит (15–20% слюдистых межслоев), гидрослюда (~5% смектитовых межслоев), хлорит, каолинит
14/94	Синяя Балка	Смектит тонкодисперстный (возможно, с 20% межслоев слюди- стого типа), гидрослюда (~5%), хлорит, каолинит
15/94	Миска	Смектит тонкодисперстный, хлорит, гидрослюда (~5%), каолинит
3/94	Гнилая	Гидрослюда (~5%), К-смектит, каолинит, хлорит

### Особенности химического состава глинистых фракций

Анализируя химический состав глинистых фракций, мы не ставили целью дать исчерпывающее описание корреляционных взаимоотношений для различных групп химических элементов. Не имея надежных сведений о глубинах мобилизации, стратиграфической приуроченности питающих слоев и о механизмах формирования грязевулканической пульпы, мы не видим в этом большой необходимости. Представляется более важным выявить геохимические различия в составе глинистых фракций рассматриваемых регионов и определить их изменчивость внутри Индоло-Кубанского и Среднекуринского бассейнов седиментации.

Химический состав глинистых фракций можно отнести к разряду суммарных (интегральных) геохимических характеристик. Он складывается из двух составляющих, различных по своему генезису, — аллотигенного глинистого материала, наследующего геохимические черты источников сноса, и аутигенной составляющей. Последняя включает в себя как состав новообразованных минеральных фаз, сформировавшихся на различных стадиях постседиментационных преобразований пород, так и компоненты, сорбированные на глинистых минералах из поверхностных и поровых вод. Надежно оценить долю каждой из этих составляющих довольно трудно.

К преимущественно сорбированным компонентам можно отнести В, Li, Mn, Mo, а также I и Вг (концентрации последних двух в глинах не определялись). Остальные элементы (в первую очередь, Sr, Ba, Cs, Rb, Fe) могут входить как в кристаллическую решетку глинистых минералов (аутигенных и аллотигенных), так и быть сорбированными на их поверхности.

Межрегиональное сравнение геохимических особенностей глинистых фракций производилось по осредненным величинам концентраций элементов, оцененных по данным Приложения 7. Если разница по какому-либо компоненту превышала 20% (эта граница была принята условно, исходя из 10–15%-ной точности определения концентраций методом ICP-MS), то она признавалась значимой (рис. 7.4). На рисунке видно, что глинистый материал из вулканов Грузии обогащен Ве, Mg, Al, К, Ca, Mn, Fe, Co, Cu, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sb, Ba, P3Э, Tl, Th и U. Для таманских же глин характерны более высокие концентрации B, Li, Na, Cr, Mo, Sn, Ta. Содержания Sc, Ti, Ni, Zn, Ga, Cs, Ho, Hf, W, Pb и Bi примерно одинаковы в обоих регионах (различия не превышают  $\pm 20\%$ ).

В изменении химического состава глин в обоих регионах отмечаются схожие черты. Глинистый материал из вулканов, ближе всего расположенных к горному сооружению Большого Кавказа: Ахтала и Пховели — в Грузии и Семигорский, Шуго, Гладковский на Тамани, отличается повышенными концентрациями B, Li, Be, K, Zr, Ga, Rb, Sr, Cs, Ba, Th и относительно низкими содержаниями Na и Mg. Интересно, что эта тенденция во многом напоминает геохимическую зональность углекислых вод, приуроченных к осевой части Большого Кавказа (см. раздел 5.1), для которых также характерно снижение концентраций В, Ве, Li, Cs, Rb с удалением от осевой части Большого Кавказа.

Существуют и специфические региональные тренды, например, в Грузии отмечается тенденция снижения с севера на юг (от Большого Кавказа) концентраций Cr, Zn, Ga, Sb, W, Tl, Pb, на фоне постепенного увеличения содержания молибдена.

Если в Восточной Грузии нами было опробовано всего четыре вулкана, то на Тамани их было обследовано существенно больше. Поэтому в этом районе для выявления пространственных закономерностей изменения химического состава глинистых фракций мы условно разделили все вулканы на четыре группы (см. Приложение 7 и рис. 7.2, а). Разделение проводилось с учетом положения вулканов относительно горного сооружения Кавказа, Черного и Азовского морей, а также выполненных ранее качественных оценок относительных глубин заложения грязевулканических резервуаров [Лаврушин и др., 1996]. В первую группу (южную) вошли самые южные вулканы: Гладковский, Семигорский и Шуго, во вторую (юго-западную) — вулканы, тяготеющие к черноморскому побережью Таманского полуострова: Карабетовский, Черноморское пекло, Бугазский, Поливадина и Шапурский; в третью (центральную) — вулканы центральной части полуострова: Ахтанизовский, Южно- и Северо-Нефтяные, Цимбалы, Фонталовский; в четвертую (северную) группу были включены вулканы, располагающиеся вблизи побережья Азовского моря: Кучугурский, Синяя Балка, Миска. Гнилая.



**Рис. 7.4.** Соотношение химического состава пелитовой фракции (< 0,001 мм) из грязевых вулканов Таманского полуострова и Восточной Грузии

По оси ординат показана величина С =  $(C_i(\Gamma) - C_i(T))/C_i(\Gamma)$ ·100, где С — разница между средними концентрациями элемента в глинах из брекчий Тамани  $(C_i(T))$  и Грузии  $(C_i(\Gamma))$ , отнесенная к средней концентрации элемента в грузинских пробах  $(C_i(\Gamma))$ ; пунктирными линиями ограничена полоса значений, различающихся менее чем на ±20%

Сравнение этих групп показывает более сложную картину изменения химического состава глин по сравнению с Грузией. На Тамани с удалением от Большого Кавказа отчетливо снижаются только концентрации Mg, Fe, Co. Содержание ряда элементов (Be, Al, Sc, Ti, Rb, Zr, Nd, и РЗЭ, а также Tl и Th) достигает максимальных значений не только в южной (I), но и в самой северной (IV) группе. Аналогичным образом ведут себя и отношения концентраций некоторых элементов, например, Li/Na, Rb/Sr, Ba/Sr, Ti/Fe. Юго-западная (II) и центральная (III) группы выделяются, наоборот, более высокими концентрациями Na и Mn.

Вулканы Грузии и Тамани различаются также по спектрам редкоземельных элементов, нормированных на состав постархейского сланца (PAAS) [Тейлор, Мак-Леннан, 1998]. Образцы из Грузии выделяются существенно более высокими нормированными концентрациями Eu и Gd (рис. 7.5). В Грузии величина Sm/Eu изменяется от 3,2 до 3,4 (среднее 3,27), а на Тамани от 3,4 до 4,9 (среднее 4,2), т.е. на Тамани «европиевый минимум» выражен сильнее, чем в глинах Грузинских вулканов.

Обычно соотношение Sm-Eu в глинистом материале частично или полностью наследуется из пород, сносимых в бассейн. Однако нельзя исключить, что наблюдаемые соотношения Sm-Eu могут в какой-то мере отражать и гидрохимические особенности бассейнов седиментации как правило, величины Sm/Eu для речных вод оказываются существенно более высокими, чем в морской воде [Иванов, 1997]. В этом случае можно было бы говорить о поступлении больших объемов речных вод в Индоло-Кубанский бассейн.

Анализ распределения средних величин Sm/Eu для групп вулканов, выделенных на Таманском полуострове, показывает, что в северном направлении (от первой ко второй группе) значения Sm/Eu возрастают с 3,86 до 4,30. Но затем (еще севернее) значение Sm/Eu немного снижается — до 4,01 (см. Приложение 7). Поэтому кажется маловероятным, что причины такого распределения величин Sm/Eu обусловлено поступлением речной воды (в этом случае глинистый материал с периферии бассейна должен был бы отличаться более высокими значениями Sm/Eu).

Остается предполагать, что различия в величинах Sm/Eu в глинистом материале вулканов Тамани и Грузии подчеркивают геохимические особенности источников сноса осадочного материала, заполняющего Индоло-Кубанский и Среднекуринский бассейны. Надо также за-



Рис. 7.5. Спектры РЗЭ в пелитовой фракции из грязевых вулканов Таманского полуострова и Восточной Грузии (нормировано на состав постархейского сланца — PAAS)

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб Приложения 7

метить, что значения для грузинских вулканов почти аналогичны вулканогенным породам основного состава (Sm/Eu ~3), в то время как таманские пробы в большей степени являются аналогами кислых пород (4,2–5).

Из других РЗЭ существенные различия отмечаются по гольмию. Его концентрации в грузинских вулканах более однородны — от 0,7 до 1,0 мкг/л (среднее 0,86 мкг/л), чем на Тамани от 0,3 до 1,8 (среднее 0,75 мкг/л). На Тамани его максимальные концентрации отмечаются в вулканах различных групп: в Кучугурском, Поливадина, Карабетовском, а также во всех вулканах первой (южной) группы: Семигорском, Гладковском и Шуго (см. Приложение 7). Обычно увеличение концентрации Но отмечается в отложениях, содержащих костные (фосфатные) остатки рыб [Иванов, 1997]. Не исключено, что глинистый материал этих вулканов поступает из так называемых «рыбных фаций» — слоев, содержащих большое количество костей рыб, встречающиеся в породах майкопской свиты.

Анализ соотношений Y/Ho, Yb/Ho, Tb/Ho, Er/Ho показывает, что вулканы третьей группы (центральной): Ахтанизовский, Южно- и Северо-Нефтяные, Цимбалы, Фонталовский отличаются максимальными величинами этих коэффициентов, что указывает на дефицит гольмия относительно других РЗЭ (т.е. их питающие слои не связаны с «рыбными фациями») (см. рис. 7.5).

Таким образом, результаты химического анализа глинистых фракций показывают существенные различия в составе глин как при сравнении регионов, так и внутри них. Кажется, что химический состав глинистого материала зависит от положения точек опробования относительно главных структурных элементов и определяется геохимической спецификой источников сноса вещества, поступавшего в Индоло-Кубанский и Куринско-Алазанский бассейны седиментации. Для первого такими источниками, очевидно, являлись метаморфогенно-осадочные отложения мезозойского и палеозойского возраста Большого Кавказа и Восточно-Европейской платформы. Для второго наряду с древним («зрелым») осадочным материалом, сносимым с отрогов Большого и Малого Кавказа, заметную роль играли магматогенные продукты извержений вулканов, действующих в палеогенчетвертичное время на Большом и особенно на Малом Кавказе.

# 7.4. Особенности химического состава воды

### Макрокомпоненты

Воды таманских вулканов отличаются от грузинских более низкими значениями преобладающей минерализации (10–22 и 20–32 г/л, соответственно), что, по-видимому, отражает первичные различия состава древних морских вод Индоло-Кубанского и Куринского бассейнов седиментации. На этом фоне в обоих регионах иногда встречаются воды с существенно меньшей минерализацией (табл. 7.3). Их образование, вероятно, связано с участием конденсационных вод углеводородных залежей, выделяющихся при адиабатическом расширении метана из содержащихся в нем паров воды.

Сопочные воды характеризуются щелочными значениями pH. Главными компонентами минерализации являются  $Na^+$ , Cl<sup>-</sup> и HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. На Тамани средние концентрации HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> почти в 2 раза выше, чем в Грузии. В воде Таманских вулканов содержание этого иона увеличивается к западу и юго-западу (в сторону черноморского побережья и Керченского пролива). Это совпадает с увеличением концентрации CO<sub>2</sub> в спонтанном газе, отмечаемым ранее [Шнюков и др., 1986]. В этом же направлении происходит увеличение концентрации  $NO_2^-$ , что указывает на относительно высокую микробиологическую активность в грязевулканических аппаратах северо-восточной части полуострова.

Судя по содержанию хлорид-иона, концентрация которого в морской воде составляет ~20 г/л, воды грязевых вулканов заметно опреснены. Только в двух вулканах Грузии (Пховели и Кила-Купра) концентрация СІ- (~18 г/л) приближается к его содержанию в морской воде (см. табл. 7.3). Если считать, что первоначально воды Индоло-Кубанского бассейна имели нормальную морскую соленость, то, судя по содержанию хлора, они были разбавлены пресной водой в 3-6 раз. Это вполне согласуется с моделью развития грязевого вулканизма как следствия процесса иллитизации смектита, который сопровождается выделением в поровое пространство пород значительных объемов маломинерализованных кристаллизационных вод. Следует также заметить, что участие в формировании грязевулканических вод конденсационной воды может привести к аналогичным результатам.

	.qэниМ	,E		19,7	10,7	32,4	30,5	5,4		10,3	10,21	7,3	19,9	19,98	17,7	19,99	11,56	13,43	13,3	12,35	11,7	12,71	16,3	18,95
	ЙохуЛ остаток	$\Gamma/$		18,31	10,991	32,07	30,55	3,921		9,16	8,25	l	22,50	21,36	19,20	18,98	9,65	11,62	I	9,89	10,34	10, 49	15,00	16,58
	$SiO_2$			I	I	I	I	I		10,4	15,00	I	7,8	24,50	36,0	53,70	22,50	55,00	55,5	37,50	36,0	45,00	27,5	21,00
	Ч			1,2	0,1	0,1	0,07	0,6		I	1,7	I	I	0,42	I	1	0,65	0,73	I	0,65	I	0,98	I	0,7
	$\mathrm{SO}_4^{2-}$			23,8	4,1	6,1	2,9	383		53,4	18,12	19,21	4,1	21,42	16,4	32,96	32,96	28,02	1,9	9,88	10,1	4,94	24,6	3,3
	CI-			9578	6518	18685	18069	9,2		1631	1669	4506	11985	11893	8156	8094	3231	2947	2695	3373	2837	3124	5957	6852
	$HCO_{3}^{-}$			2001	232	1275	689	2879		5644	5361	2508	335,6	204	2990	4749	4493	6100	6175	4941	5294	5505	4594	5490
	$\mathrm{NH}_4^+$	мг/л		I	I	I	I	I		5,0	1,3	0,2	30,0	3	30,0	4,5	4,5	15	0,2	17	3,0	15	0,0	10
	$\mathrm{Mg}^{2+}$			91	142	279	276	37,1	ссия)	10,9	15,8	146,0	0,0	77,8	85,1	67,5	58,4	64,4	69,3	70,5	31,0	23,1	38,9	43,2
(	$Ca^{2+}$		Грузия	40	1426	505	548	13,8	npos (Po	92,2	30,1	76,2	1443,0	1324,6	100, 0	63,1	50,1	28,1	56, 1	50,1	32,1	36,1	64,1	23
оненты	$\mathbf{K}^{+}$		почная	I	I	I	I	I	novyocn	38,6	15,3	I	300,0	261	139,0	81,3	32,4	56,7	104,2	33	45,3	25,1	65,9	29,4
окомпе	$\mathrm{Na}^+$		Boci	I	I	I	I	I	манский	2867	3100	I	5826	6200	6147	6900	3660	4210	4222	3870	3446	3990	5556	6510
вод (макр	$Na^{+} + K^{+}$			7068	2403	11494	10815	1480	Tan	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
ческих	Hq			9,1	7,1	7,0	7,4	8,6		7,86	7,9	7,85	7,00	7,95	7,46	7,41	7,6	8,1	7,78	8,12	7,25	7,76	7,94	7,92
вулкани	Дата отбора			1997	1997	1997	1997	1997		1994	2001	1994	1994	2001	1994	2001	2001	2001	1994	2001	1994	2001	1994	2001
ический состав грязев	Грязевые вулканы			Ахтала, г. Гурджаани	Пховели, ист. Мжаве	Пховели	Восточная Кила-Куп- ра	Восточная Байда		Семигорский	Семигорский	Киевский	Гладковский	Гладковский	IIIyro	IIIyro	Восток	Бугазский	Поливадина	Поливадина	Карабетова гора (центральная сальза)	Карабетова гора	Шапурский	Шапурский
7.3. Хим	dəj	пробы		9/97	1/97	2/97	3/97	<i>L</i> 6/ <i>L</i>		9/94	47/01	12/94	11/94	48/01	13/94	49/01	50/01	51/01	5/94	52/01	25/94	53/01	17/94	54/01
Таблица	Hom	на рис. 7.2		32	33a	33	34	35		1	1	2	3	3	4	4	5	9	7	7	~	8	6	6

#### Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов

	Кухой хотаток	Γ,	0,42	1,65	21,96	12,80	10,84	11,60	28,31	9,16	27,95	11,90	9,33	30,80	18,56	10,21	13,28	13,08	12,14
	SiO <sub>2</sub>		5,0	22,50	33,0	14,5	9,0	21,0	23,50	27,50	20,70	36,0	45,00	35,5	6,0	24,00	8,0	10,00	22,5
	Ч		I	0, 19	I	I	I	I	0,53	0,72	0,2	I	1,3	I	I	0,48	I	2,2	I
	$\mathrm{SO}_4^{2-}$		8,2	1,65	0,0	10,1	16,4	156,2	8083,6	37,9	9,9	12,3	214,2	156	471	46,1	20,5	36,2	20,5
	Cl-		42,6	142	12127	6609	4468	4468	7952	3657	16117	4397	3905	11702	9042	5290	6028	6000	6879
	$HCO_{3}^{-}$		134,2	293	3295	3387	3295	4440	1373	3721	1360	3600	2684	4851	1586	2385	1800	2471	1226
	$\mathrm{NH}_4^+$	мг/л	0,6	1	0,0	21,0	7,5	12,0	5	18	20	5,0	0,1	I	0,0	6,5	21,0	1	36,0
	$\mathrm{Mg}^{2+}$		23,1	21,9	120,0	6,1	38,9	60,8	826,9	34	160,5	17,0	7,3	I	145,0	31,6	48,6	15,8	203,0
	Ca <sup>2+</sup>		36,1	104,2	102,0	90,2	49,7	80,2	611,2	34,1	130, 3	36,1	10	I	4,6	22	152,0	10	110,0
	${ m K}^+$		15,5	16,6	144,6	39,3	29,3	62,4	27,4	27,9	93	53,5	24,9	106,9	47,6	14	20,7	5,19	101,5
	$\mathrm{Na}^+$		8,5	16,5	8750	4500	3958	4177	7500	3660	10530	4125	3890	12916	6500	4300	4444	5017	4133
	$Na^{+} + K^{+}$		I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	Ι	I
	Hq		6,34	6,74	7,35	7,89	8,48	7,00	7,15	7,6	7,12	9,50	8,8	9,30	8,36	7,81	8,75	9,46	7,90
	Дата отбора	ndooro	1994	2001	1994	1994	1994	1994	2001	2001	2001	1994	2001	1994	1994	2001	1994	2001	1994
нание	Грязевые вулканы		Южно-Нефтяной	Южно-Нефтяной	Южно-Нефтяной, ист.	Северо-Нефтяной	Восточные Цимбалы	Кучугурский	Кучугурский	Чушка	Фонталовский	Синяя Балка	Синяя Балка	Синяя Балка (пери- ферия озера)	Миска	Миска	Гнилая	Гнилая	Голубицкий
7.3. OKO	də	пробы	18/94	55/01	19/94	20/94	22/94	1/94	57/01	58/01	59/01	14/94	60/01	14-1/94	15/94	62/01	3/94	63/01	2/94
Таблица 7	Ном	на рис. 7.2	10	10	11	12	146	15	15	16	17	18	18	18	20	20	21	21	22
r , 1																			

26,37 11, 1728,40

24,5 14, 211,913,5

0,270,60

 $\Gamma/\Pi$ 

.qэниМ

10,74

29,7

12,2

12,09

12,5

17,8

13,55

12,7

ончани	
0ĸ	
7.3.	
аблица	
<u> </u>	

19,7 14,6

19,2

Т

0,410, 8

10572 5852

1415 3321

16583

506 163

I

6652 I

7,84

I I

14, 2

26, 2

299 84

> 9,5 I

66,4 Ι

4998

7,9

Тамани

Среднее по: Грузии

Если предположить, что механизмы формирования химического состава воды в грязевулканических системах Тамани и Грузии аналогичны, то высокие концентрации хлорид-иона в некоторых вулканах Грузии могут указывать на изначально более высокую минерализацию морской воды Среднекуринского бассейна. Вероятно, она могла быть порядка 100–150 г/л. В Куринской впадине такие соленые воды отмечены в отложениях ширакской свиты, перекрывающей осадки майкопского времени [Якубов и др., 1980].

Среди второстепенных катионов содержание  $Mg^{2+}$  и  $Ca^{2+}$  в грузинских водах заметно выше; таманские же вулканы отличаются более высокими концентрациями  $SO_4^{2-}$ .

Повторное опробование, проведенное нами на Тамани в 2001 г., показало, что химический состав грязевулканических вод достаточно стабилен. Это хорошо иллюстрируют данные по общей минерализации вод (см. табл. 7.3). Разница между определениями 1994 и 2001 гг. обычно не превышает 1–2 г/л. Учитывая возможность испарения воды на поверхности, а также то, что далеко не всегда опробовались одни и те же сальзы, можно говорить о высокой стабильности химического состава вод.

Различия в минерализации вод были отмечены на вулканах Кучугурский и Миска. Отбор пробы воды в 2001 г. на Кучугурском вулкане производился не из центральной сальзы, как это было в 1994 г., а из боковой (центральная в тот момент бездействовала после недавнего извержения). Судя по высокому содержанию сульфатиона, эта вода связана с молодыми морскими осадками (вулкан находится всего в нескольких десятках метров от берега Азовского моря). Причина выявленных различий в минерализации вод для вулкана Миска не совсем понятна, поскольку отбор проб в 1994 и 2001 гг. производился из одного и того же места (на Военной Горке). Возможно, какую-то роль сыграло упаривание воды на солнце, или же химический состав ее в этом вулкане меняется во времени и зависит от его активности (позже — зимой 2002 г. последовало сильное извержение).

#### Микрокомпоненты

Воды грязевых вулканов характеризуются высокими концентрациями щелочных, щелочноземельных металлов, йода, брома, а также бора (см. Приложение 8). Концентрации большинства щелочных и щелочно-земельных металлов, а также бора (рис. 7.6) изменяются прямо пропорционально содержанию  $HCO_3^-$ . Симбатная связь В и  $HCO_3^-$  отмечалась и ранее [Гуляева, 1939; Лагунова, 1975]. Обратные корреляции с  $HCO_3^$ в водах Тамани характерны для йода и брома (рис. 7.7). Корреляций каких-либо компонентов с хлорид-ионом в воде не выявляется. Поэтому высокое содержание микрокомпонентов не является следствием различной степени концентрирования/разбавления воды (в литогенезе или при упаривании на поверхности земли).

Средние концентрации многих микрокомпонентов на Тамани и в Грузии резко различаются (см. Приложения 8). Так, грязевулканические воды Тамани в большей степени обогащены В, Mn, Zn, Zr, I, Pb и U. В свою очередь, концентрации Li, P, Cr, Fe, Sr, Mo, Ba, W в воде грузинских вулканов оказываются существенно выше. Наиболее впечатляют различия в концентрациях бора и фосфора. В водах Таманского полуострова средняя концентрация бора в 4–5 раз выше, чем в грязевулканических водах Грузии, но при этом воды грузинских вулканов намного сильнее (более чем в 100 раз) обогащены фосфором.

В рассматриваемых районах можно установить некоторые закономерности в распределении микрокомпонентов. В Грузии отмечается увеличение концентраций Li и B в вулканах, ближе всего расположенных к южному склону Большого Кавказа. Напротив, с удалением от него (в южном направлении) возрастают концентрации P, Sr, I, Ba, U.

В таманских вулканах концентрации Li, B, Rb, Sr, Ba также оказываются существенно выше в самой южной группе вулканов (Гладковский, Шуго, Семигорский, Восток), прилегающей к Большому Кавказу. Севернее в воде увеличиваются концентрации Mn, Co, Br, Mo, I, Pb, U. Среди таманских вулканов максимальными концентрациями Li, Rb, Cs, Sr в воде выделяется вулкан Гладковский. Концентрации Cs и Rb здесь в несколько раз выше, чем в остальных вулканах полуострова.

Предполагается, что обогащение грязевулканических вод микрокомпонентами, такими как: Li, B, I, Br, Rb, Cs и т.д., происходит в результате их десорбции из обменного комплекса глин. Если это так, то химические составы глинистых фракций и воды могут быть связаны между собой корреляционными зависимостями или хотя бы тенденциями к подобным зависимостям (отсутствие строгих корреляций может быть следствием различного соотношения водной и твердой фазы в системе «вода-порода»). Если допустить, что химический состав глинистого материала перед началом постседиментационных изменений был одинаковым, то эти зависимости должны иметь обратный характер (обогащение водной фазы каким-либо компонентом должно сопровождаться его выносом из твердой фазы). Напротив, наши построения выявили прямые взаимоотношения между многими компонентами в системе «глинистая фракция — вода» (рис. 7.8,  $a, \delta$ ). Однако мы считаем, что эти построения вовсе не исключают обогащения вод микрокомпонентами за счет обменного комплекса глинистых



**Рис. 7.7.** Соотношение концентраций  $HCO_3^-$  и  $I^-(a)$  и  $HCO_3^-$  и  $Br^-(b)$  в водах грязевых вулканов Тамани (1) и Грузии (2)

Пунктирные линии — предполагаемые тренды для вулканов Тамани. Концентрация [Вг-] в водах Грузии не определялась

осадков. Полученные данные скорее указывают на то, что обменный комплекс глинистых минералов из грязевулканической пульпы находится в химическом равновесии с составом сопочных вод. Вероятнее всего, он не соответствует составу глин, являющихся источником солевого состава грязевулканических вод. Эти корреляции можно объяснить повторным обогащением обменного комплекса глин подвижными элементами за счет увеличения в системе «вода-порода» объемной доли воды, обогащенной микрокомпонентами, при подъеме пульпы по грязевулканическому каналу.

Таким образом, взаимоотношение химического состава воды и глинистых фракций, по-видимому, отражает равновесие не в грязевулканическом резервуаре (или газогенерирующем пласте), а в грязевулканическом канале при транспортировке



**Рис. 7.8.** Соотношение концентраций В (a) и Li  $(\delta)$  в воде и породе Условные обозначения см. на рис. 7.6

пульпы к поверхности. Это необходимо учитывать при дальнейших исследованиях таких систем и, в частности, при сопоставлении изотопных соотношений в воде и пульпе, например для бора.

### 7.5. Температурные условия флюидогенерации

Прямые измерения температуры воды в грязевых вулканах не дают надежных представлений о температурном режиме формирования грязевулканических флюидов. Все сделанные нами измерения производились в спокойные стадии деятельности вулканов, когда из сальз выделялся только газ, в то время как истечения воды и грязи почти не происходило. Поскольку измерения делались в летнее время, то не удивительно, что температура воды в сальзах достигала 20–30 °С, снижаясь на глубине 1–1,5 м, как минимум, на 3–5 °С.

В то же время, имеется ряд указаний, что на активной стадии извержения выбросы вулканов имеют повышенную температуру [Якубов и др., 1980]. Иногда при катастрофических извержениях даже происходит воспламенение метана (за счет искр от соударения камней). При этом на поверхности свежих выбросов встречаются обожженные фрагменты глинистого материала, приобретающие под воздействием высоких температур кирпично-красную или черную окраску (рис. 7.9, см. цв. вкл.). В целом, следует признать, что кондиционные замеры температуры грязевулканических выбросов в научной литературе практически отсутствуют.

Исследования химического состава флюидов позволяют оценить температурные условия их формирования. Для этого используются эмпирические выражения, связывающие пластовые температуры и соотношение концентраций некоторых компонентов химического состава воды, чувствительные к температурным условиям (Si, Na-K, Na-K-Ca, Na-Li, Mg-Li) [Fournier, Truesdell, 1973; Fournier, Potter, 1979; Fouillac, Michard, 1981; Kharaka, Mariner, 1989; и др.]. Применение того или иного геотермометра имеет свою специфику и зависит от учета геологической обстановки формирования подземных вод — прежде всего состава водовмещающих пород и химизма исходных вод. Например, Na-K- и Na-K-Са-термометры так же, как и некоторые варианты кремниевого, разработаны для гидротермальных систем областей современного вулканизма, где гидротермальные воды формируются в толще вулканогенных пород, содержащих большое количество вулканического стекла и полевых шпатов. Поэтому результаты расчетов температур по различным геотермометрам немного различаются, но в целом коррелируют между собой (рис. 7.10).

Поскольку реальная глубина формирования вод неизвестна (ее собственно мы и стремимся



**Рис. 7.10.** Соотношение Mg-Li-температур и температур, рассчитанных по Na-Li- (*1*), Na-K- (*2*) и Na-K-Ca- (*3*) геотермометрам

Расчетные формулы заимствованы из [Кharaka, Mariner, 1989]

#### Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов

определить), то мы не можем проконтролировать точность наших оценок и соответственно выбрать оптимальный алгоритм расчетов. Однако результаты оценок температур по концентрациям Na-Li и Mg-Li кажутся более надежными (по сравнению с Si, Na-K, Na-K-Ca), поскольку они разработаны для нефтяных вод осадочных бассейнов [Kharaka, Mariner, 1989]. Полученные средние значения температур по этим «термометрам» для Тамани и Кахетии близки и составляют 68–85 и 64–73 °С (табл. 7.4). Зная величины геотермических градиентов в этих регионах — ~40 и ~30 град/км, соответственно [Лагунова, 1974; Буачидзе, Мхеидзе, 1989], можно ориентировочно оценить глубины формирования подземных вод. Они варьи-

Таблица 7.4. Результаты расчетов температур и оценки глубин формирования грязевулканических вод по данным геотермометров

	Номер		<b>D</b>		Темпер	атура, ° <b>(</b>	C	Г	лубина,	КМ
на рис. 7.2	группы	пробы	і рязевые вулканы	Mg-Li	Na-Li	Na-K	Na-K-Ca	Mg-Li	Na-Li	Na-K-Ca
			Bocmo	чная Груз	вия					
32	_	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	108	135	124	159	4,5	3,6	5,3
33a	_	1/97	Пховели, ист. Мжаве	5	16	-	-	0,5	0,2	-
33	_	2/97	Пховели	84	91	45	84	3,0	2,8	2,8
34	_	3/97	Восточная Кила-Купра	58	65	41	77	2,2	1,9	2,6
35	_	7/97	Восточная Байда	63	55	1	53	1,8	2,1	1,8
			Таманский по	луостров	е (Россия	ı)				
1	Ι	47/01	Семигорский	79	95	56	97	2,4	2,0	2,4
3	Ι	48/01	Гладковский	128	171	159	154	4,3	3,2	3,9
4	Ι	49/01	Шуго	128	159	91	130	4,0	3,2	3,2
5	Ι	50/01	Восток	57	71	79	112	1,8	1,4	2,8
6	II	51/01	Бугазский	75	98	95	134	2,4	1,9	3,4
7	II	52/01	Поливадина	62	79	74	107	2,0	1,6	2,7
8	II	53/01	Карабетова гора	82	88	59	96	2,2	2,0	2,4
9	II	54/01	Шапурский	67	61	51	97	1,5	1,7	2,4
10	III	55/01	Южно-Нефтяной	20	143	423	219	3,6	0,5	5,5
14	III	56/01	Центральные Цимбалы	58	54	27	73	1,3	1,5	1,8
17	III	59/01	Фонталовский	88	99	66	106	2,5	2,2	2,7
15	IV	57/01	Кучугурский	36	58	37	68	1,5	0,9	1,7
16	IV	58/01	Чушка	69	78	75	115	2,0	1,7	2,9
18	IV	60/01	Синяя Балка	63	56	65	106	1,4	1,6	2,7
19	IV	61/01	Сопка	72	81	49	98	2,0	1,8	2,5
20	IV	62/01	Миска	47	44	42	85	1,1	1,2	2,1
21	IV	63/01	Гнилая	32	3	-	35	0,1	0,8	0,9
	Ср	еднее по:	Грузии	64	73	53	93	2,4	2,1	3,1
			Тамани:	68	85	90	108	2,1	1,7	2,7
			Среднее: по группе I	98	124	96	123	3,1	2,5	3,1
			по группе II	73	88	76	112	2,2	1,8	2,8
			по группе III	58	89	142	124	2,2	1,5	3,1
			по группе IV	53	53	54	84	1,3	1,3	2,1

руют от ~1 до 4 км на Тамани и от 2 до 4,5 км в Кахетии. Преобладают значения 1,7–2,1 и 2,1–2,4 км, соответственно. Кажется, что глубина формирования таманских вулканов несколько меньше, чем в Грузии, однако полученные оценки глубин находятся в пределах точности определения региональных градиентов температур. Этот диапазон глубин соответствует уровням залегания майкопских отложений на Тамани и майкопских и ширакских слоев — в Грузии.

В обоих районах температура флюидогенерации увеличивается с приближением к Большому Кавказу. Поэтому создается впечатление, что формирование грязевулканических флюидов в вулканах, расположенных в предгорных районах, происходит на большей глубине. Однако выявленные тенденции могут не совсем точно отражать реальные глубины их формирования, поскольку не учитывается ряд важных факторов. Во-первых, геотермический градиент может возрастать по мере приближения к горному сооружению (например, за счет механического разогрева в зонах тектонических покровов). Во-вторых, и на Тамани, и в Грузии в грязевулканических брекчиях вулканов, прилегающих к горному сооружению Большого Кавказа, отмечаются обломки пород юрско-мелового возраста [Шардаров и др., 1962; Якубов и др., 1980; Шнюков и др., 1986]. Поэтому нельзя исключить, что и в питании этих вулканов участвуют более древние воды из юрскомеловых комплексов, побывавшие ранее в более напряженных температурных условиях на ранних стадиях формирования Большого Кавказа.

Впрочем, надо отметить, что оценки глубинных температур для Таманского полуострова в какой-то мере согласуются с результатами рентгенографических исследований глинистых фракций. В самых «высокотемпературных» вулканах (Гладковский и Шуго) смектит присутствует только в следовых количествах. Полученные оценки также подтверждают предположение о возможности нахождения в выбросах Таманских вулканов глинистых минералов из группы смешанослойных иллит-смектитов, характерных для осадочных разрезов в этом диапазоне температур.

Для вулканов Грузии полученные температурные оценки также соответствуют началу процесса трансформации смектита в иллит, что согласуется в большинстве случаев с исследованиями минерального состава глинистых минералов, среди которых доминируют смешанослойные иллит-смектиты (см. табл. 7.2). Исключение составляет наиболее «высокотемпературный» вулкан Ахтала, в глинистой пульпе которого обнаруживается смектит.

## 7.6. Химический состав выделяющихся газов

#### Макрокомпоненты

Преобладающим компонентом газовой фазы грязевулканических флюидов является метан (табл. 7.5). Его содержание изменяется от ~70 до ~99% об. Наряду с метаном в малых количествах встречаются высшие углеводороды, например, этан (< 0,5% об.), пропан (< 0,005% об.) и т.п. [Лаврушин и др., 1996].

Углекислота является второстепенным компонентом в обеих областях. Ее средние концентрации в газах таманских и грузинских вулканов примерно равны 6,8 и 5,3% об., соответственно. Максимальная концентрация  $CO_2 ~30\%$  об. измерена нами в 1994 г. в образце из Кучугурского вулкана (см. табл. 7.5). При опробовании 2001 г. содержание  $CO_2$  в газах этого вулкана снизилось до 7,4%. На Таманском полуострове ранее отмечалась тенденция к увеличению содержания  $CO_2$ в вулканах, тяготеющих к Керченскому проливу [Лагунова, Гемп, 1978; Шнюков и др., 1986], однако опробование 2001 г. ее не подтвердило (см. табл. 7.5).

Содержание  $N_2$  обычно меньше 1% и только в редких случаях превышает 5% об. Создается впечатление, что в вулканах Грузии концентрация этого газа заметно выше, чем на Тамани (см. табл. 7.5).

В составе газов в виде примеси присутствуют также He, Ne, Ar и H<sub>2</sub>. Изотопно-геохимические особенности инертных газов подробно рассмотрены в работах [Лаврушин и др., 1996, 1998]. Концентрация водорода изменяется в широком интервале значений от < 0,0001 до 0,09% об. и варьируют в разные годы в пределах одного-двух порядков. Каких-либо корреляций концентрации водорода с другими компонентами газовой фазы установить не удалось.

Газовый состав грязевых вулканов заметно меняется как во времени, так и в различных сальзах. Например, диапазон вариаций концентрации метана иногда составляет 30–40%. Соответственно меняются и концентрации других газов. Согласно опубликованным данным по вулканам Грузии [Буачидзе, Мхеидзе, 1989], концентрации СО<sub>2</sub>

	ſ		$\mathbf{N}_2$	$Ar + O_2$	$H_2$	$CH_4 + TV$	Ar	He + Ne	Ne	He	Литературный
11	рязевые вулканы			% 06.	_			dd	m		источник
			Bo	сточная П	рузия						
Axra	та, г. Гурджаани	1,02	2,77	0,05	I	96,16	196	I	0,14	67,6	1
Ахта	ла, г. Гурджаани	8,18	1,75	I	I	90,07	I	I	I	I	2
Ахта	ла, г. Гурджаани	5,88	2,13	I	I	91,99	I	I	I	I	2
Ахта	ла, г. Гурджаани	3,03	11,62	1	I	85,35	I	I	I	I	2
Ахта	ла, г. Гурджаани	6,7	6,5	I		86,8	I	I	I	I	3
Пхо	вели, ист. Мжаве	2,48	12,66	0, 31	I	84,55	1510	Ι	0,69	7,5	1
II XO	вели, ист. Мжаве	4,14	19,15	0,186	I	76,52	201	I	0,18	5,2	1
IIXC	ОВЕЛИ	5,39	13,22	1	I	81,39	200	I	I	7	c,
Boc	точная Кила-Купра	3,2	3,62	0,16	I	93,02	133	I	0,14	18,5	1
Boo	сточная Кила-Купра	I	I	1	I	I	116	I	0,12	40,6	1
Boc	сточная Кила-Купра	I	1		1	I	157	I	0,14	26,5	1
Boo	сточная Кила-Купра	1,45	0,33	I	I	98,22	80	20	I	I	5
Bo	сточная Кила-Купра	11,6	19,65		I	68,75		I	I	I	3
Bo	сточная Байда	8,79	0,72	0,07	I	90,42	87,8	Ι	0,09	15,7	1
Bo	сточная Байда	3,04	2,4	0,06	I	94,50	189	I	0,16	15,8	1
Bo	сточная Байда	8,28	0	I	I	91,72	I	Ι	Ι	Ι	2
Bo	сточная Байда	11,52	2,82	I	I	85,66	I	I	I	I	3
BC	сточная Байда	10,93	70,4		I	18,67	I	I	I	I	3
Ē	ольки-Тапа	7,35	10,79	I	I	81,86	I	I	I	I	c,
Ĕ	лпой-Тоби	4,2	I	I	I	95,80	1	I	I	I	3
Ĕ	олпой-Тоби	7,7	0,6	I	I	94,60	60	10	I		5
Ц	кбе	8,96	8,52	1	I	82,52	I	I	I	I	2
A	аджиги	8,08	0	I	I	91,92	I	Ι	Ι	Ι	2
36	мо-Мачхаани, скв.	I	I	I	I	$\sim 100$	215	Ι	0,12	6,4	1
			Тамански	iŭ nosyocm	ров (Россия						
	учугурский	29,2	0,74	0,095	0,00006	6,69	77	I	0,09	3,05	1
$\mathbf{\Sigma}$	үчугурский	7,4	4,91	0,013	0,045	87,68	1	1	1	0,0024	1

Таблица 7.5. Химический состав спонтанных газов грязевых вулканов

di di		Грязевые вулканы	CO <sub>2</sub>	$\mathbf{N}_2$	$Ar + O_2$	$\mathrm{H}_2$	$CH_4 + TY$	Ar	He + Ne	Ne	He	Литературный источник
пробы					% 06.				vdd	1		источник
1966–1967 Кучугурский	Кучугурский		20,8	0,2	I	I	62	270	I	I	10	4
2/94 Синяя Балка	Синяя Балка		I	1,67	0, 19	0,009	91,8	122	I	0,1	13,7	1
60/01 Синяя Балка	Синяя Балка		2,34	0,57	0,001	0,0009	97,09	I	Ι	I	0,0035	1
3/94 Гнилая	Гнилая		I	1,47	0,088	Ι	92,6	193	I	0,22	40	1
63/01 Гнилая	Гнилая		0,86	0,78	0,001	0,00016	98,36	I	I	I	0,0062	1
1990 Гнилая	Гнилая		I	I	I	Ι	I	1470	I	1,63	12	1
5/94 Поливадина	Поливадина		13, 1	0,73	0,099	0,0009	85,8	106	I	0,12	16,5	1
52/01 Поливадина	Поливадина		11,89	0,52	0,001	0,0003	87,59	Ι	I	I	0,0015	1
9/94 Семигорский	Семигорский		3,4	1,62	0,082	0,00006	94,8	132	I	0,14	204	1
47/01         Семигорский         6	Семигорский 6	9	,87	0,84	0,001	0,0025	92,29	I	Ι	I	0,028	1
1966–1967 Семигорский	Семигорский		10	0,8	I	Ι	89,2	450	Ι	I	140	4
11/94 Гладковский	Гладковский		1	4,64	0,16	0,00006	94,2	272	I	0, 17	872	1
48/01 Гладковский 1,	Гладковский 1,	1,	24	2,93	0,004	< 0,0002	95,83	I	I	I	0,141	1
1966–1967 Гладковский 0,	Гладковский 0,	0,	4	3,7	Ι	I	96	360	I	I	1000	4
– Гладковский 0	Гладковский 0	0	,5	3,6	I	Ι	95,8	430	Ι	I	1630	2
13/94 IIIyro 8	IIIyro 8	8	,5	0,92	0,095	0,00006	89,5	86, 1	Ι	0,41	22,5	1
49/01 IIIyro 5	IIIyro	S	,45	0,48	0,001	0,047	94,07	I	I	I	0,0032	1
1966–1967 IIIyro 1	III JI	1	4,1	0, 4	Ι	Ι	85,5	130	I	I	70	4
1990 IIIyro	IIIyro		Ι	I	I	I	I	262	I	0,41	35,4	1
16/94 Ахтанизовский	Ахтанизовский	_	4,4	1,91	0,065	0,00006	82,5	567	Ι	0,53	103	1
17/94   Шапурский 6,	Шапурский 6,	6,	7	0,081	0,061	0,0009	92	415	I	0,58	7,7	1
54/01  Шапурский 4,	Шапурский 4,	4	2	0,49	0,001	< 0,0002	95,31	I	I	I	0,0009	1
25/94 Карабетова гора (централь- 20 ная сальза)	Карабетова гора (централь- 20 ная сальза)	50	6,0	0,91	0,034	0,0009	77,5	1520	I	1,9	34	
53/01 Kapaбeroвa гора 13	Карабетова гора	1	7,68	0,53	0,001	< 0,0002	81,79	I	I	I	0,0017	1
1966–1967 Kapa6eroba ropa	Карабетова гора		9,3	5,4	1,5	I	83,8	80	I	I	30	4
1966–1967 Карабетова гора	Карабетова гора	۱ I	37	1, 8	0,1	I	61,1	100	I	I	30	4
- Карабетова гора	Карабетова гора	1	0,3	0,6	n,o,	I	99,1	70	I	I	40	3

#### 7.6. Химический состав выделяющихся газов

\_\_\_\_

ончани	
<b>.5.</b> OK	
аблица 7	

e

How	tep		$CO_2$	$N_2$	$Ar + O_2$	$H_2$	$CH_4 + TY$	Ar	He + Ne	Ne	Не	Литературный
на рис. 7.2.	пробы	т рязевые вулканы			% 06.				udd	u		источник
5	50/01	Boctok	8,15	0,74	0,001	< 0,0002	91,11	I	I	I	0,036	1
9	51/01	Бугазский	5,45	0,67	0,001	< 0,0002	93,88	I	I	I	0,0057	1
10	55/01	Южно-Нефтяной	6,13	0,48	0,001	0,0017	93,39	I	I	I	0,00071	1
14	56/01	Центральные Цимбалы	1,59	2,82	0,15	0,0002	95,44	I	I	I	0,0068	1
17	59/01	Фонталовский	4,87	0,47	0,001	0,0038	94,66	I	I	I	I	1
16	58/01	Чушка	3,04	0,73	0,001	< 0,0002	96,23	I	I	I	0,0054	1
19	61/01	Сопка	7,32	0,96	0,001	0,091	91,72	I	I	I	0,0081	1
20	62/01	Миска	1,9	0,61	0,001	0,00027	97,49	I	I	I	0,0018	1
Примечан	ие. Литерал	гурный источник: 1 — данна	ая работа	l; 2 — B	аляев и др	., 1985; 3 -	— Буачидзе	, Мхеид	(3e, 1989; 4	. — Гем	пидр., 1	970, 1979; 5 —

изменяются от 0,2 до 11,6% об. на Кила-Купре и от 3 до 11,5% об. на Байде; еще резче, на два порядка, меняются на тех же вулканах содержания  $N_2$  — от 0,33 до 31% об. и от 0,72 и 70% об., соответственно. На вулкане Ахтала концентрации как CO<sub>2</sub>, так и  $N_2$  варьируют в пределах 10% об. [Валяев и др., 1985].

Подобные явления традиционно связываются с высокой тектонической и сейсмической активностью грязевулканических районов [Яновская и др., 1992; Войтов, 2001].

#### Инертные газы

Концентрации инертных газов (He, Ne, Ar) в эманациях грязевых вулканов наиболее детально изучены в пределах Керченско-Таманской зоны и Кахетии (см. табл. 7.5) [Лаврушин и др., 1996, 1998; Гемп и др., 1970; 1979; Якубов и др., 1980]. По остальным районам сведения о содержаниях в газах He, Ne и Ar отрывочны.

#### Гелий

Концентрация гелия варьирует в широком интервале значений (рис. 7.11). В северо-западном Предкавказье она изменяется от 0,00018 до 0,0872% об. (см. табл. 7.5). Последнее значение, характеризующее вулкан Гладковский (а также Щапсугские источники — 0,042% об.), резко обособляется от остальных и не учитывалось при оценке среднего, которое равно 0,0048% об. (при его определении данные по одному объекту тоже предварительно осреднялись). Близкой по величине средней концентрацией гелия характеризуются газопроявления Азербайджана (0,0044% об.). В Восточной Грузии его средняя концентрация в грязевулканических газах заметно ниже (0,002% об.).

Самые высокие концентрации гелия — более 0,12% об. — отмечены в газопроявлениях Дагестана (источники Канала Аджи, Чах-Чах, Гильяр и др.). Так как все эти районы изучены менее подробно, чем Керченско-Таманская область, данные, относящиеся к ним, на рис. 7.11 объединены. На тот же рисунок вынесены и все оценки концентраций гелия в углеводородных залежах грязевулканических районов. Их распределение весьма сходно с установленным в грязевулканических флюидах. В целом, диапазон вариаций содержания гелия в этих флюидах совпадает

Якубов и др., 1980



**Рис. 7.11.** Концентрации гелия в газах грязевых вулканов СНГ

1 — Керченско-Таманская область; 2 — другие грязевулканические регионы; 3 — нефтегазоразведочные площади

с характерным для осадочных бассейнов межгорного и предгорного типа [Прасолов, 1990].

#### Неон

Неон в 20 из 22 проб газов грязевых вулканов Тамани содержится в концентрациях от 0,00001 до 0,000076% об. (среднее 0,000029% об.). Аномально высокие значения определены на вулкане Карабетова гора (0,00019% об.) и в одной из проб, взятых на горе Гнилая (0,000163% об.). «Воздушная» концентрация неона (0,00188% об.) обнаружена в газах мыса Турали (Дагестан).

Концентрация Ne в газах грязевых вулканов Грузии варьирует от 0,0000091 до 0,000018% об, в пузырях газа из скважины со слабым изливом нефти (проба 6/97) имеет промежуточное значение — 0,000012% об., а в газе источника Мжаве (проба 1/97), расположенного недалеко от вулкана Пховели, поднимается до 0,000069% об. О содержании Ne в газах других районов данных нет.

#### Аргон

В газах грязевых вулканов Тамани концентрация аргона в 23 пробах из 25 находится в диа-

пазоне 0,0077–0,0691% об., в среднем составляя 0,0266% об. В двух же пробах, аномальных по содержанию неона (см. выше), повышено и содержание аргона — 0,147–0,152% об. Скорее всего, это связано с бо́льшей по сравнению с остальными пробами, контаминированностью глубинных газов воздухом, о чем свидетельствуют наблюдаемые в них самые низкие значения  ${}^{4}\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$  и изотопный состав аргона, обсуждаемый ниже. Явно этой же причиной объясняется и рекордно высокая концентрация аргона (как и неона) в дагестанских газах мыса Турали (0,9745% об.).

В газах вулканов Кахетии концентрация аргона лежит в диапазоне 0,0088–0,022% об. и в среднем составляет около 0,0170% об. Только в газе источника Мжаве она оказывается существенно больше — 0,151% об., что почти в 10 раз выше, чем в грязевых вулканах Среднекуринской впадины.

В грязевулканических флюидах Тамани отмечается прямая зависимость между концентрациями неона и аргона (рис. 7.12). Причинами пропорционального изменения их концентраций являются дегазация инфильтрационных вод (утрата ими атмосферных газов) и разбавление воздушных газов метаном и углекислотой, генерируемыми в осадке. Вероятнее всего, в региональном плане степень разбавления может возрастать с ростом глубины образования газовой фазы. Действительно, тенденция снижения содержания Ne и Ar с глубиной часто наблюдается в месторождениях нефти и газа [Прасолов, 1990].

Однако четких пространственных закономерностей распределения концентраций этих газов на Таманском полуострове не улавливается. С одной стороны, низкими концентрациями неона и аргона отличаются грязевые вулканы, расположенные в южной части полуострова — на северном обрамлении Кавказа — вулканы Гладковский, Семигорский (см. табл. 7.5) и Киевский (см. табл. 7.3). Но, с другой стороны, при этом такие же низкие концентрации отмечаются и в некоторых вулканах северной части полуострова (Кучугурский, Синяя Балка, Южно-Нефтяной, Голубицкий).

Таким образом, абсолютные концентрации инертных газов в грязевулканических системах характеризуют не столько глубины газогенерации, сколько газопродуктивность отдельно взятой грязевулканической системы (соотношение «газ–вода») на разных временны́х этапах ее существования.



Интересно, что в таманских грязевулканических флюидах обнаруживается обратная зависимость концентраций аргона и неона от величины отношения K/Cl. Природа такой связи может быть различной: эта зависимость может отражать как PT-условия формирования флюидов (определяющие степень метаморфизации поровых вод и потери ими атмогенных газов), так и являться следствием процессов нефтегенерации, отвечая, с одной стороны, разбавлению благородных газов метаном, а с другой — потреблению калия в процессе жизнедеятельности метаногенерирующих бактерий.

# 7.7. Изотопный состав грязевулканических газов

### δ<sup>13</sup>С в спонтанных газах грязевых вулканов Кавказского региона

В грязевулканических флюидах Тамани и Грузии разброс значений  $\delta^{13}$ С в CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> очень широк [Гемп и др., 1970; Валяев и др., 1985; Лаврушин и др., 1998]. Для  $\delta^{13}$ С метана средние величины практически одинаковы: -44,7‰ на Тамани (при вариациях от -62,8 до -33,4‰) и -43,1‰ в Грузии (от -57,7 до -23,4‰) и сходны с вулканами Азербайджана (-47,08‰ при диапазоне от -61,2 до -36,6‰). Отмечается также, что метан из грязевых вулканов по величине  $\delta^{13}$ С идентичен метану углеводородных залежей, располагающихся



в Индоло-Кубанском и Среднекуринском бассейнах [Гемп и др., 1970; Валяев и др., 1985].

Напротив, углекислота грязевых вулканов сильно отличается по изотопному составу углерода от CO<sub>2</sub> месторождений [Валяев и др., 1985]. Грязевулканическая CO<sub>2</sub> характеризуется существенно более высокими величинами  $\delta^{13}$ C. Средние значения  $\delta^{13}$ C(CO<sub>2</sub>) в изученных регионах заметно различаются: +1,68‰ на Тамани (при вариациях от -25,9 до +16,0‰) и -3,65‰ в Грузии (изменяется от -19,2 до +12,9‰). В грязевых вулканах Азербайджана (в Прикаспии) отмечался диапазон значений для  $\delta^{13}$ C(CO<sub>2</sub>) от -36,9 до +24,0‰ при средней величине +2,4‰ [Валяев и др., 1985].

На примере Азербайджана и Тамани было показано, что изотопный состав метана и углекислоты во многом зависит от геологической обстановки формирования грязевых вулканов [Валяев и др., 1985]. Так, в предгорных районах Кавказа, где широко развиты тектонические покровы, из вулканов выделяются более изотопнотяжелые газы, чем в центральных частях осадочных бассейнов.

Как известно [Галимов, 1968; и др.], наименьшие значения  $\delta^{13}C(CH_4) \approx -70\%$  присущи биогенному метану (болотный газ и т.п.), тогда как более высокие характерны для термогенного метана. На основе большого числа эмпирических данных показано, что с ростом температуры происходит увеличение  $\delta^{13}C(CH_4)$ : от < -55‰ при ~100 °C до примерно -35‰ при ~300 °C [Прасолов, Лобков, 1977; Прасолов, 1990]. Поэтому величину  $\delta^{13}C(CH_4)$  было предложено использовать для оценки температурных условий генерации метана. Показано, что изотопно-тяжелый метан месторождений ( $\delta^{13}$ C до  $-33\div-23\%$ ) может формироваться при температурах не менее 300–350 °C [Прасолов, 1990]. Таким образом, если руководствоваться этим геотермометром, то температуру образования грязевулканического метана можно оценить в очень широком диапазоне температур — от 80–120 до более 300 °C.

Однако подобные оценки (особенно их максимальные значения) применительно к грязевым вулканам вызывают сомнение. Основанием для этого служит анализ взаимоотношения величин  $\delta^{13}$ С в метане и углекислоте из вулканов Таманского полуострова (рис. 7.13). Изотопный состав углерода обоих газов изменяется прямо пропорционально. Это противоречит модели изотопного обмена между метаном и углекислотой, принятой для этих температурных оценок [Прасолов, 1990].

В то же время на вулканах, расположенных в центральной части полуострова (Шуго, Южно-Нефтяной) и в предгорьях Кавказа (Гладковский, Семигорский) значения  $\delta^{13}$ С в углекислоте варьируют независимо от таковых в метане, так что или источники этих газов различны, или изотопный состав углерода в них изменен вторичными процессами (например, состав углерода СО<sub>2</sub> может изменяться благодаря изотопному обмену между водорастворенным карбонатным веществом и газообразной углекислотой).

Хотя разброс фигуративных точек, образующих тренд, довольно широк (см. рис. 7.13), статистически правомерная линейная аппроксимация взаимосвязи  $\delta^{13}$ С в CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub> указывает на их постоянную разницу примерно в 45‰. Поэтому кажется, что изотопный состав этих газов определяется каким-то другим процессом, проходящим в относительно небольшом диапазоне температур.

Например, нельзя исключить, что подобное соотношение величин  $\delta^{13}$ С может являться следствием восстановления углекислоты до метана, но тогда непонятно, почему изотопно-тяжелая CO<sub>2</sub> не встречается в углеводородных залежах Кавказского региона. Поэтому кажется, что ее появление обусловлено особенностями циркуляции газоводных флюидов в грязевулканических системах.

В этой связи следует обратить внимание на значительные вариации  $\delta^{13}C(CH_4)$  и  $\delta^{13}C(CO_2)$ , отмечаемые как при проведении режимных измерений, так и при одновременном обследовании различных сальз одного и того же вулкана [Валяев и др., 1985; Лаврушин и др., 1998; Алексеев и др., 2000; Войтов, 2001]. Как правило, диапазон величин  $\delta^{13}C$  достигает 10% (иногда может быть и больше). Например, при одновременном опробовании в 1998 г. сальз вулкана Кила-Купра (Грузия) значения  $\delta^{13}C$  в метане различались на 26,5%.

Очевидно, что грязевые вулканы — очень динамичные водонапорные системы, особенностью которых является наличие газовой фазы (преимущественно метановой) на глубине. Это коренным образом отличает их от большинства газирующих



Рис. 7.13. Соотношение величин  ${}^{13}C(CH_4)$  и  ${}^{13}C(CO_2)$  в газах грязевых вулканов Таманского полуострова [Валяев и др., 1985]

Пунктир — предполагаемый тренд корреляции значений

источников, в которых обособление газовой фазы происходит в приповерхностных условиях или непосредственно при разгрузке. На этапах заполнения-разгрузки грязевулканического резервуара соотношение «газ-вода» из-за значительных перепадов давления постоянно меняется. Многоактность дегазации-растворения СО<sub>2</sub> на фоне ее изотопного обмена с СО<sub>2</sub>-НСО<sub>3</sub> может быть одной из причин изменчивости состава ее углерода. Эти процессы будут усиливаться при миграции такого двухфазного флюида к поверхности из-за различий в скоростях движения жидкой и газообразной составляющих. Изменчивость  $\delta^{13}$ С в СО, по-видимому, будет тем сильнее, чем непостояннее и активнее режим работы вулкана. Поэтому исследование изотопов углерода в газах грязевых вулканов, вероятно, не дает ясного представления о нижней температурной границе формирования изотопно-тяжелых углекислоты и метана.

#### Инертные газы

#### Гелий

С большей или меньшей детальностью изотопный состав гелия исследован во всех районах грязевого вулканизма не только Кавказского региона, но и всей территории СНГ (табл. 7.6 и 7.7) [Лаврушин и др., 1996]. Величина  $R = {}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$ в глубинных газах («очищенных» поправкой на контаминацию атмосферным воздухом) варьирует от значений, свойственных чисто радиогенному гелию, образующемуся в осадочном чехле, — ~10<sup>-8</sup> (Керченско-Таманская область, Дагестан, Апшерон) — до ~10<sup>-6</sup> (Сахалин, Грузия), указывающих на значительную примесь мантийного гелия. В Западной Туркмении величина *R* имеет промежуточные значения. При этом сравнение величин *R* в грязевулканических флюидах и углеводородных залежах тех же регионов показывает, что изотопный состав гелия в них практически идентичен. Региональные различия, в общем, не зависят от концентраций легкого и тяжелого изотопов гелия, варьирующих в пределах трех порядков величины (рис. 7.14). Эти вариации кажутся не столько следствием разной сохранности неатмогенного гелия в резервуарах и, соответственно, разной их глубинности, сколько результатом использования относительных оценок концентраций его изотопов — не приведенных к массе флюида (например, в миллилитрах на грамм), а в долях газовой фазы (или % об.), изменяющихся при поступлении в нее примеси любого состава (CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> и т.п.).

Широкий диапазон вариаций R при явной его региональной специфике свидетельствует об отсутствии универсальной связи формирования грязевых вулканов с процессом проникновения в осадочный чехол мантийных флюидов. Высокие значения *R* в грязевулканических флюидах и углеводородных залежах Сахалина, где нет поверхностных проявлений «нормальной» вулканической (магматической) активности, кажутся связанными с общей молодостью континентальной коры в этой зоне ее современного становления [Тектоника..., 1980]. Вместе с тем, аномально повышенные (до  $2 \cdot 10^{-6}$ ) значения *R* в грязевых вулканах и пластовых флюидах на западе Куринской впадины (междуречье Куры и Иори, см. рис. 7.2 и табл. 7.6), скорее всего, вызваны присутствием на глубине магматических расплавов мантийного происхождения, проявившемся в N-Q вулканизме Большого и Малого Кавказа.

Но ни в Восточной Грузии, ни на Сахалине высокие отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He сами по себе однозначно не говорят о наличии в грязевулканических флюидах других, кроме гелия, дериватов мантии, точно так же, как и «присутствие ювенильных компонентов в газовых залежах не может служить доказательством мантийного происхождения углеводородов, так как последние могли приобрести эти компоненты после выделения в самостоятельную газовую фазу» [Каменский и др., 1974, с. 1230].

Более детально изотопия гелия рассмотрена на примере газов грязевых вулканов Тамани и Восточной Грузии.

<sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не в газах грязевых вулканов Таманского полуострова. Согласно опубликованным ранее [Гемп, Лагунова, 1978; Гемп и др., 1979] и нашим [Лаврушин и др., 1996] определениям, исправленные на контаминацию воздухом величины  $R \cdot 10^{-8}$  на Тамани варьируют от 2,8 до 16,0 (см. табл. 7.6). Последнее значение, относящееся к вулкану Шапурскому, резко обособляется от остальных и при оценке среднего не учитывалось. В оставшейся выборке объемом 25 значений (результаты разных определений *R* на одном объекте предварительно осреднялись)  $R = 4.7 \pm 0.6$ при стандартном отклонении 1,5. Минимальное значение  $R_{\mu c \pi p} = R \cdot 10^{-8}$  зарегистрировано в пробе газа, выделявшегося из вулкана Голубицкого после его катастрофического извержения 7 августа 1994 г. Отсюда следует, что и этот вулкан, несмотря на взрывной режим деятельности, связан, как и остальные, с чисто коровым резервуаром.

H	Номер	Грязевые вулканы	$(^{3}\text{He}/^{4})$	He)·10 <sup>−8</sup>	<sup>0</sup> Ne	6Ar	$\delta^{13}C(CO_2)$	$\delta^{13}C(CH_4)$	атурная ка
на рис. 7.2	пробы		ИЗМ.	испр.	$^{4}$ He $/^{20}$	$^{40}\mathrm{Ar}/^{3}$	9	00	Литер ссылк
		Bo	сточная	Грузия					•
32	9–97	Ахтала, г. Гурджаани	130	130	516	333,0	_	-46,2	1
32	-	Ахтала, г. Гурджаани, поле 1	135	135	800	355,6	_	-	6
32	-	Ахтала, г. Гурджаани, поле 2	139	139	626	352,6	_	-	6
32	-	Ахтала, г. Гурджаани	122	_	-	_	_	-	5
32	-	Ахтала, г. Гурджаани	120	-	-	_	_	-	6
32	1977	Ахтала, г. Гурджаани, вы- ход 1	_	_	_	-	-9,8	-43	2
32	1977	Ахтала, г. Гурджаани, вы- ход 2	-	_	-	-	-15,8	-46,0	2
32	1977	Ахтала, г. Гурджаани, вы- ход 3	-	-	-	-	-8,1	-46,4	2
32	_	Ахтала, г. Гурджаани, вы- ход 5	9,7	_	_	-	_	_	6
33a	1–97	Пховели, ист. Мжаве	50,2	47,9	11,9	299,3	-32,3	-47,5	1
33a	-	Пховели, ист. Мжаве	80	-	-	_	-	-	6
33	2–97	Пховели	25	23,9	31,9	302,4	_	-25,7	1
33	1977	Пховели вулкан	_	-	_	_	-15,7	-56,7	2
34	3–97	Восточная Кила-Купра	216	216	145	310,7	-11,4	-31,1	1
34	4–97	Кила-Купра	222	222	369	316,8	-	-57,7	1
34	5–97	Кила-Купра	223	223	209	310,8	6,2	-45,5	1
34	-	Кила-Купра	_	-	_	_	-3,0	-48,9	2
34	_	Кила-Купра	200	_	-	_	_	-	5
34	_	Кила-Купра	200	-	-	_	_	-	6
35	7–97	Восточная Байда	50,5	50,4	190	300,7	-19,2	-35,5	1
35	8–97	Байда	57,3	57,1	110	295,2	-12,4	-23,4	1
35	_	Байда	51	-	-	-	_	-	5
35	1977	Байда	_	-	-	-	11,3	-42,3	2
35	-	Байда	10	-	-	-	_	-	6
35	-	Байда	30	_	-	_	11,7	-46,1	6
_	6–97	скв. Земо-Мачхаани	116	116	61,2	302,9	_	-	1
-	_	Тюльки-Тапа, южный грифон 2	55	-	-	-	-	-	5
-	_	Тюльки-Тапа, северный грифон 11	49	_	-	-	5,9	-53,1	5, 6
-	-	Полпой-Теби	53	-	-	-	_	-	5
_	_	Лакбе	_	_	_	_	12,9	_44,4	2
-	-	Тбилиси-Лиси, скв. 1, 1926–2500 м	56	-	_	-	-	-	6
		Тамански	й полуосі	пров (Рос	сия)				
15	1-94/1977*	Кучугурский	8,5	7,4	35,8	312,9	4,2	-57,90	1, 2

#### Таблица 7.6. Изотопный состав грязевулканических газов Восточной Грузии и Таманского полуострова

#### Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов

1	Номер	Грязевые вулканы	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> I	He)·10 <sup>-8</sup>	Ne	<sup>6</sup> Ar	δ <sup>13</sup> C(CO <sub>2</sub> )	δ <sup>13</sup> C(CH <sub>4</sub> )	атурная са
на рис. 7.2	пробы		изм.	испр.	<sup>4</sup> He/ <sup>20</sup>	$^{40}{\rm Ar}/^{36}$	9	00	Литер ссылк
15	1967	Кучугурский (Пекло)	-	-	-	-	5,0	-48,40	3
22	2–94	Голубицкий	3,1	2,8	150	307,2	_	-	1
21	3-94/1981	Гнилая	14,3	9,5	8,1	299,0	-19,4	-62,80	1,2
21	3b-94/1981	Гнилая	3,5	3,3	201	313,0	5,9	-48,90	1,2
21	1980	Гнилая	-	-	_	_	-25,9	-57,20	2
7	5–94	Поливадина	4,3	4,0	154	300,8	-	-	1
1	9–94	Семигорский	6,3	6,3	_	428,0	-0,5	-38,50	1,2
1	-	Семигорский	5,3	5,3	1629	341,7	_	-	1
1	1967	Семигорский	-	_	_	_	-0,5	-38,50	3
3	11-94/1980	Гладковский	4,8	4,8	6575	664,0	4,0	-33,40	1,2
3	1980	Гладковский	-	_	_	_	9,1	-33,90	2
3	1967	Гладковский	_	_	_	_	_	-33,80	3
3	1967	Гладковский	_	_	_	_	_	-33,90	3
4	13a–94/1977	Шуго	4,1	4,0	275	320,0	14,2	-40,10	1,2
4	13b-94/1981	Шуго	4,2	3,8	94	302,2	2,1	-41,40	1,2
4	1980	Шуго	-	_	_	_	9,5	-38,50	2
4	1967	Шуго	-	_	_	_	_	-40,30	3
13	16-94/1977	Ахтанизовский	5,5	5,3	212	309,8	3,8	-43,50	1,2
9	17–94	Шапурский	18,6	16,0	14,5	297,7	_	-	1
8	25–94	Карабетовский	6,2	6,0	_	323,9	-4,8	-47,60	1,4
8	1994/1981	Карабетовский, грифон 3	6,0	3,9	19,7	299,8	13,5	-36,70	1,2
8	1981	Карабетовский, грифон 1	-	_	_	_	9,8	-37,4	2
8	1967	Карабетовский	_	_	_	_	-4,8	-47,6	3
8	1967	Карабетовский	_	-	_	_	11,7	-	3
16	12-09	Чушка	42,0	4,1	1,075	-	8,3	-52,5	1
5	15_09	Boctor	4.8	34	29.98	_	_1.5	-52.0	1

#### Таблица 7.6. Окончание

\* Цифра в числителе — номер пробы и год опробования (через тире) на изотопы инертных газов, в знаменателе — год опробования на изотопы углерода.

*Примечание*. Литературная ссылка: 1 — данная работа; 2 — Валяев и др., 1985; 3 — Гемп и др., 1970; 4 — Гемп и др., 1979; 5 — Якубов и др., 1980; 6 — Буачидзе, Мхеидзе, 1989.

Аномально высоким значением  $R > R + 3\sigma$  характеризуется вулкан Шапурский. Причина этой аномалии неясна, но предположительно она может быть связана с неточностью поправки на контаминацию атмосферным воздухом. При анализе латеральных вариаций R на Таманском полуострове это значение не учитывалось.

В целом, несмотря на прихотливый контур изолиний, обусловленный формальной компьютерной интерполяцией значений между точками, в этих вариациях намечается определенная закономерность, выражающаяся в некотором повышении величины R в западном направлении, в сторону Керченского пролива и к Черному морю (рис. 7.15). Оно совпадает

Местоположение		He	Ne	Ar	40 •	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> ]	He)·10 <sup>-8</sup>	Ve	۲	δ <sup>13</sup> C(CO <sub>2</sub> )	δ <sup>13</sup> C(CH <sub>4</sub> )	турная I
пунктов опробования	Дата отбора	ррт		- <sup>чо</sup> Аг <sub>рад</sub>	изм.	испр.	$^{4}\mathrm{He}/^{20}\mathrm{P}$	$^{40}{ m Ar}/^{36}{ m P}$	%0		Литерал ссылка	
Азербайджан												
Абиха, г.в.	1976	180	_	360	-	9,7	9,6	_	_	-	-37,4	1
Карадаг, скв. 12, 3700 м	1973	9,9	_	16	3,4	-	-	-	375,0	-	-	1
Локбатан, г.в.	1973	10	_	60	-	23	22	_	-	-	-44,2	1
Айран-Текян, г.в.	1971	10	_	100	3,5	6,2	5,5	_	306,0	13,9	-44,9	2, 5, 6
Мишовдаг, г.в.	1971	10	-	60	5,0	12,0	12,0	_	322,5	14,7	-47,9	1, 2
Малый Мишовдаг, г.в.	1971	60	_	300	-	12,0	12,0	-	-	15,7	-48,6	1, 2, 6
Бяндован, г.в.	1973	20	-	270	5,4	5,0	4,0	-	302,0	-10,6	-48,0	2, 5
Сара Бога, г.в.	1968	20	_	50	1,2	3,0	2,9	-	303,0	-	-	1, 5, 6
Аладжик, г.в.	1973	10	_	100	-	43	~30	_	-	-	-	1
Кюровдаг, скв. 448, 2850 м	1972	380	-	334	33,0	37	36	_	299,0	-	-	1
Кюровдаг, скв., 1090 м	1973	18	-	12	6,0	-	-	-	590,0	-	-	1
Кюрсангя, скв., 3000 м	1972	15	-	20	3,9	21	21	—	367,2	-1,6	-49,1	1, 2
Нефтечала, скв., 1100 м	1971	11	-	70	6,5	6,8	6,5	_	325,9	8,8	-47,5	1, 2
	Западная Туркмения											
Западный Порсу- гель, г.в.	1969	50	_	87	10,0	32	32	_	334,0	-5,7	-43,6	2, 5, 6
Гек-Патлаук, г.в.	1969	80	-	540	27,0	8,3	7,8	-	311,2	-	-	5, 6
Ак-Патлаук, г.в.	1973	40	_	130	16,0	10,2	9,9	_	336,0	-16,2	-55,7	1, 2, 4
Кеймир-Чикиш- ляр, г.в.	1969	80	-	280	11,0	6,6	6,5	—	308,0	-25,2	-48,2	2, 5, 6
Камышлджа, скв., 3370 м	1976	4	-	26	1,7	10,0	9,5	-	316,0	-	-	1
Челекен запад- ный, скв., 2400 м	1976	15	-	70	14,0	50	50	_	369,5	-	-	1
Челекен, химза- вод, скв., 1150 м	1976	130	-	1120	45,0	5,4	4,7	—	308,0	-	-	1
Челекен, скв.	1976	30	-	150	9,0	39	38	_	314,0	_	-	1
Алигул, скв., 2000 м	1973	30	-	30	11,0	40	40	—	467,0	-	-40,5	1
Дагаджик, скв. 700 м	1973	20	_	70	5,0	46	-	_	318,0	-	-39,1	1
Восточный Котур Тепе, скв., 2420 м	1976	50	-	90	20,0	32	32	-	381,0	_	_	1

#### Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов

#### Таблица 7.7. Продолжение

Местоположение		Не	Ne	Ar	<sup>40</sup> Ar	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> ]	He)·10 <sup>-8</sup>	Ne	Ar	δ <sup>13</sup> C(CO <sub>2</sub> )	δ <sup>13</sup> C(CH <sub>4</sub> )	атурная а
опробования	Дата отбор:		ррт		2 прад	изм.	испр.	$^{4}\mathrm{He}/^{20}$	$^{40}{\rm Ar}/^{36}$	%0		Литера
Западный Котур- Тепе, скв., 1570 м	1976	20	-	110	5,0	25	24	_	310,0	_	-	1
Западный Котур- Тепе, скв., 2000 м	1976	20	0,007	30	10,0	26	26	_	443,4	_	-	1
Банкали, скв., 4500 м	1976	30	-	50	10,0	34	34	_	374,0	_	-	1
Барса-Гельмес за- падный, скв., 4500 м	1976	20	-	90	13,0	22	22	_	345,0	-	-	1
Бурунское, скв., 3750 м	1976	20	-	160	11,0	22	21	_	318,0	-	-	1
Небит-Даг, скв.	1976	30	-	_	-	16	-	_	-	-	-	1
Кызылкум, скв., 1830 м	1976	30	-	70	11,0	11	11	_	348,0	_	-	1
Кум-Даг, скв., 800 м	1976	30	-	60	6,0	7,7	7,6	_	330,0	_	-	1
Остров Сахалин (Россия)												
Южно-Сахалин- ский, г.в.	1970	40	-	110	15,0	320	320	-	342,0	-3,8	-24,2	1, 2, 4
Синегорский, ист.	1971	240	_	480	_	442	442	_	_	_	_	1
Восточно-Сахалин- ский, г.в.	1971	100	-	500	-	110	110	_	-	-	-	1
Пугачевский, г.в.	1970	55	_	210	28,0	102	101	_	341,1	_	_	1, 6
Источник у Дагин- ского, г.в.	1971	20	-	610	-	29	23	_	-	_	-	1
Горнозаводский, ист.	1976	190	-	-	-	13	-	_	-	_	-	1
Лесогорский, ист.	1982	32	_	1330	_	27	27	_	_	_	-	1
Волчанский, ист.	1982	10	_	134	_	92	90	_	_	_	-	1
Некрасовская, скв., 1400–2500 м	1974	38	-	55	13,0	125	125	_	387,1	_	-38,7	1
Южно-Охинская, скв.	1976	36	-	135	10,2	430	430	_	320,0	-	-37,0	1
Восточно-Эхабин- ская, скв., 760–1900 м	1976	6	-	105	4,8	420	415	_	310,0	-	-40,5	1
Календо, скв., 750–1300 м	1973	12	-	24	7,0	71	71	_	336,0	_	-40,1	9
Тунгор, скв., 1873–2012 м	1973	24	-	16,5	9,2	620	620	-	660,0	-	-35,8	9
Восточно-Дагин- ская, скв., 1050 м	1974	14	-	12	4,8	67	67	_	492,7	_	-31,6	1

Местоположение пунктов опробования	Дата отбора	He	Ne	Ar	40 • •	( <sup>3</sup> He/ <sup>4</sup> He)·10 <sup>-8</sup>		Ne	År	$\delta^{13}C(CO_2)$	$\delta^{13}C(CH_4)$	турная а
			ррт		Апрад	ИЗМ.	испр.	$^{4}{\rm He}/^{20}{\rm I}$	%0		Литера ссылка	
Центрально-Сабин- ская, скв., 1080 м	1976	16	-	15	6,2	24	24	_	503,9	-	-47,7	1
Западно-Катанглин- ская, скв., 210 м	1976	50	_	370	7,5	80	79	_	302,0	_	-42,4	1
Айская, скв., 900 м	1974	100	-	205	50,8	260	260	_	392,0	-	-53,6	1
Прибрежная, скв., 670–800 м	1974	16	_	22	6,0	210	210	_	406,5	-	-35,5	1

#### Таблица 7.7. Окончание

*Примечание*. Литературный источник: 1 — Лаврушин и др., 1996 (газовый состав, изотопия инертных газов); 2 — Валяев и др., 1985; 3 — Гемп, Лагунова, 1978; 4 — Гемп и др., 1979; 5 — Лагунова, Гемп, 1978; 6 — Каменский и др., 1974.

с ростом примеси углекислоты в грязевулканических эманациях. Дать однозначное объяснение этой закономерности трудно. При таких величинах изотопно-гелиевого отношения его вариации могут быть обусловлены местными различиями в содержании лития во вмещающих породах коровых резервуаров. На возможное влияние этого фактора указывают результаты газогидрохимических исследований сопочных вод Керченско-Таманской области, которые выявили прямую корреляционную зависимость между концентрацией газообразной углекислоты в спонтанном газе и литием (а также бором) в грязевулканических водах [Лагунова, 1974]. В то же время, тектонические нарушения под Керченским проливом [Шнюков и др. 1986] благоприятствуют разгрузке более глубинных флюидов, в которых может присутствовать гелий, выделяющийся из пород фундамента, — как это происходит на Скифской плите, где в углеводородных флюидах величина R немного, но статистически значимо, выше, чем в чисто радиогенном гелии, образующемся в осадочном чехле [Поляк, 1988; Поляк и др., 1998]. Вторая возможная причина повышения R согласуется с представлением о большей глубине генерации метаново-углекислых флюидов.



**Рис.** 7.14. Концентрации изотопов гелия во флюидах грязевулканических областей Тамани (*1*), Грузии (*2*), Азербайджана (*3*), Дагестана (*4*), Туркмении (*5*), Сахалина (*6*)

Линиями показаны равные значения R

Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов



**Рис. 7.15.** Схема вариаций отношения  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = R$  в газах грязевых вулканов Тамани Цифры на рисунке соответствуют номерам проб, поясненным в табл. 7.6, область построения изолиний ограничена пунктиром на рис. 7.2, *а* 

<sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не в газах грязевых вулканов Восточной Грузии. Согласно полученным данным, величина <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в грязевулканических газах Южной Кахетии колеблется в пределах целого порядка. от 2,5.10-7 в пробе 2/97 из вулкана Пховели до 2,2.10<sup>-6</sup> в сальзах вулкана Кила-Купра. При этом очевилна изменчивость изотопного состава гелия в подземных флюидах вкрест простирания Среднекуринской депрессии (рис. 7.16). На южном борту Алазанской впадины в газах вулкана Ахтала изотопный состав гелия очень близок к атмосферному —  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = (1,30-1,39)\cdot 10^{-6}$ . Но величины отношения <sup>4</sup>He/<sup>20</sup>Ne в этих газах в тысячи раз больше, чем в атмосфере (см. табл. 7.6). Из изотопных данных (рис. 7.17) следует, что избыточный гелий в этих газах представляет собой смесь корового — с каноническим радиогенным  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} \approx 2 \cdot 10^{-8}$  [Мамырин, Толстихин, 1981] — и мантийного, которому приписывается типичное для MORB значение  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} \approx$ ≈ 1,2.10<sup>-5</sup> [Мамырин, Толстихин, 1981]. При таких изотопных метках вклад мантийного компонента в гелии этих газов должен составить около 10%.

Южнее, на северном борту Мирзаанской впадины (в источнике Мжаве и вулкане Пховели), значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He во флюидах опускаются, свидетельствуя о меньшем вкладе мантийного гелия (≤ 4%). Примерно таков же этот вклад и в газах вулканов южного борта Мирзаанской впадины — Байде, Тюльки-Тапа и Полпой-Теби. Но в центральной части впадины он максимален: в газах Кила-Купры, где значение <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He =  $= (2,0-2,2) \cdot 10^{-6}$  заметно превышает атмосферное, вклад мантийного компонента достигает почти 20% общего количества гелия (см. рис. 7.16). Это ясно указывает на разгрузку массопотока из мантии в этой части Куринской депрессии и, следовательно, на обстановку растяжения в ее недрах, обеспечивающую их проницаемость для вертикальных токов, несмотря на огромную мощность осадочного чехла (до 14 км, см. разделы 2.2–2.4).

Сходные значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He = (1,0–3,8)·10<sup>-6</sup>, отмечаются в грязевых вулканах Сахалина [Лаврушин и др., 1996]) и Аляски [Мотука et al., 1989], но в этих районах поблизости известны проявления новейшего магматизма в геологическом разрезе или на дневной поверхности.

В осадочных же бассейнах подобный состав гелия редок. Он отличает впадины Сакраменто и Сан Хоакин калифорнийского бассейна Боль-



Рис. 7.16. Изотопно-геохимические особенности газов грязевых вулканов Грузии (профиль вкрест простирания Среднекуринской впадины)



**Рис. 7.17.** Соотношение величин  ${}^{4}$ He/ ${}^{20}$ Ne и  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб, поясненным в табл. 7.6; линии — смешение с воздухом мантийных (1) и коровых (2) газов
шой Долины [Jenden et al., 1988] и Паннонский бассейн [Cornides et al., 1986; Deak, 1988; Ballentine, O'Nions, 1992, 1994; и др.]. Последний называют «бассейном растяжения», связывая его погружение с растяжением коры (под влиянием внедрения мантийного диапира) и противопоставляя одновозрастным Предальпийскому (Молассовому) прогибу и межгорной депрессии р. По (Падуанской), которые считаются «бассейнами нагрузки».

Изотопно-гелиевые признаки растяжения в борту Алазанской впадины поддерживают уже цитированные представления о таком механизме ее формирования [Копп, 1989]. Будучи еще более яркими в центральной части Мирзаанской впадины, эти признаки требуют учета при реконструкциях тектонического развития и этой впадины. Возможно, что в изотопном составе гелия отражается присутствие глубинного магматического тела, предполагаемое по данным глубинной геофизики (см. раздел 2.2). Не исключено, однако, что аномалия вулкана Кила-Купра сравнительно локальна. На это указывает снижение величины  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  до 1,1 $\cdot$ 10<sup>-6</sup> в газе из скважины Земо-Мачхаани, расположенной примерно в 5-7 км к западу от вулкана. Но и это значение намного выше величин, измеренных в газах грязевых вулканов как на северном (Пховели), так и на южном (Байда, Тюльки-Тапа, Полпой-Теби) бортах Мирзаанской впадины.

Итак, полученные нами результаты подтверждают и дополняют опубликованные данные [Матвеева и др., 1978; Якубов и др., 1980; Буачидзе, Мхеидзе, 1989], показывая, что в исследованных флюидах содержится заметная примесь мантийного гелия. Это принципиально отличает грязевые вулканы Южной Кахетии от аналогичных объектов, например, в Индоло-Кубанском передовом прогибе, где примеси мантийного гелия практически нет (см. выше и [Лаврушин и др., 1996]). В Нижнекуринской межгорной впадине, в 200-250 км юго-восточнее района исследований, газы нескольких опробованных грязевых вулканов характеризуются низкими значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, отличающимися от канонического радиогенного, вероятно, только из-за недоучета контаминации атмосферным гелием [Лаврушин и др., 1996]. Но и западнее Кила-Купры, где мощность осадочного чехла сокращается, отношение  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$  тоже уменьшается — до (5–7)·10<sup>-7</sup> в подземных флюидах Грузинской глыбы, или Дзирульского массива [Буачидзе, Мхеидзе, 1989], в том числе в термальных водах, изливаемых скважиной Лиси-1 (см. табл. 7.6).

Таким образом, убывание изотопно-гелиевого отношения вдоль простирания Куринской депрессии в обоих направлениях от найденного «южнокахетинского» максимума ограничивает зону проявления растяжения в ее недрах.

В «антикавказском» направлении от района исследований изменчивость изотопного состава гелия не столь упорядочена. В южном обрамлении Куринской депрессии — охваченном молодым вулканизмом горно-складчатом сооружении Малого Кавказа и Талышского массива в гелии подземных флюидов ясно виден вклад мантийной компоненты, местами достигающий 50% [Матвеева и др., 1978]. С севера же ближайшее к исследованным грязевым вулканам опробованное флюидопроявление — источник Хзан-Ор, лежащий на северном склоне Главного Кавказского хребта примерно в ~70 км от вулкана Ахтала. Гелий в выделяющихся из него азотно-метановых газах (62% об. N<sub>2</sub>, 34% об. СН<sub>4</sub>) характеризуется близким к каноническому радиогенному значением  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = 5,3 \cdot 10^{-8}$ [Газалиев, Прасолов, 1988].

Такой же изотопный состав гелия и в других аналогичных по общему составу газов соседних источниках Горного Дагестана [Поляк и др., 1998; Polyak et al., 2000]. Считается, что эти газы генерируются в молассовой толще Терско-Каспийского прогиба, частично перекрытого надвинутым с юго-запада Дагестанским клином. Но западнее по простиранию Большого Кавказа (к северо-западу от района наших исследований) в спонтанных газах минеральных вод появляется примесь мантийного гелия. Она особенно заметна в центральном сегменте Большого Кавказа вблизи новейших вулканических центров Казбека и Эльбруса, где максимальные значения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He приближаются к уровню, свойственному MORB, достигая 0,84·10<sup>-6</sup> [Polyak et al., 2000].

Наши предшественники полагали, что этот изотопно-гелиевый максимум вместе с малокавказским трассирует «зону повышенной флюидопроницаемости» [Матвеева и др., 1978, с. 315]. Но отмеченная ими же и приписанная той же причине аномалия Южной Кахетии, дополнительно изученная нами, лежит вне контура этой зоны (см. рис. 1 в той же работе). Это свидетельствует о более пестром распределении (сложном чередовании) зон сжатия–растяжения в коллизионной обстановке, поддерживая новейшие представления о тектонической эволюции Кавказского сегмента Альпийского пояса [Philip et al., 1989; Короновский, 1994; и др.].



Высокие значения изотопно-гелиевого отношения в газах Среднекуринской впадины также подтверждают гипотезу о наличии в ее разрезе на глубине 20–40 км крупного интрузивного образования предположительно основного или ультраосного состава [Челидзе, 1983]. Возраст этой интрузии авторами не был определен, но высокие значения *R* дают основания отнести ее к кайнозойской (плиоцен-четвертичной?) фазе вулканизма.

Газы Кахетии уникальны по соотношению величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и концентрации гелия — они положительно коррелируют между собой (рис. 7.18). Такой вид зависимости также не характерен для грязевулканических газов других грязевулканических районов (см. рис. 7.18). Как правило, между этими параметрами корреляция отрицательна или отсутствует совсем [Polyak et al., 2000]. Грязевые вулканы, в газах которых концентрации гелия и величины <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (Кила-Купра, Ахтала) максимальны, приурочены к крупным зонам тектонического дробления. Зоны же эти не только дренируют флюиды, формирующиеся в молодой молассовой толще, но и служат, по-видимому, каналами разгрузки глубинных, в том числе мантийных, дериватов. Очевидно, для формирования подобной зависимости должна сформироваться очень необычная геологическая ситуация, при которой в коровых газах концентрация гелия оказывается заметно ниже, чем в газах мантийного происхождения.

**Рис. 7.18.** Соотношение концентрации гелия и величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в спонтанных газах грязевых вулканов стран СНГ

Грузия (по табл. 7.5 и 7.6); 2 — Керченско-Таманская область [Лаврушин и др., 1996]; 3 — Азербайджан [Якубов и др., 1980];
4 — Туркмения [Якубов и др., 1980; Лаврушин и др., 1996]; 5, 6 — предполагаемые тренды для газов Кахетии (5) и Туркмении (6)

По-видимому, такая ситуация может реализовываться в осадочном чехле молодых впадин и/или в породах фундамента, затронутого новейшими тектономагматическими процессами. В первом случае высокие концентрации радиогенного гелия в газе (больше чем в мантийных дериватах (~100)) еще не успеют накопиться изза малого времени существования осадков, а во втором — его высокие концентрации могут просто не сохраниться. При тектоническом дроблении пород фундамента, а также при внедрении в них силикатного расплава, должна значительно возрасти скорость вертикального массопереноса. Это будет препятствовать накоплению радиогенного гелия в коровых газах.

Это, в общем, соответствует геологическим условиям формирования Куринской впадины. Ее осадочный чехол представлен в основном молодой молассой, а подстилающие породы кайнозойского и палеозойского возраста продолжительное время испытывают стрессовые тектонические нагрузки, обусловленные обстановкой внутриконтинентальной коллизии (впадина располагается в колизионном эпицентре Кавказа).

#### Аргон

Изотопный состав аргона в подземных флюидах определяется поступлением вместе с инфильтрационными водами аргона из атмосферы, в которой ( ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ )<sub>атм</sub> = 295,6, и добавкой  ${}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ , генерируемого в породах распадом  ${}^{40}\text{K}$ . В современной мантии, согласно общепринятым оценкам, величина отношения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \sim 25000$  [Озима, Подосек, 1987].

В типичных грязевулканических флюидах изотопный состав Ar достаточно подробно изучен лишь в Керченско-Таманском регионе (29 определений на 25 вулканах) [Лаврушин и др., 1996]. В Грузии известно лишь 11 определений, выполненных только в шести пунктах опробования (см. табл. 7.6).

Изотопный состав аргона в газах Таманского полуострова. В большей части определений, состав аргона близок к воздушному: в 13 пробах  $\delta^{40}$ Ar < 3%, еще в шести — от 3 до 6% и в двух образцах составляет 7,6-7,9%. Заметно сильнее обогащены радиогенным аргоном газы Карабетовского ( $\delta^{40}$ Ar = 9%), Бугазского (23%), Южно-Бугазского (13%), Семигорского (13,5%) вулканов, вулканов Бугазской группы ( $\delta^{40}$ Ar — от 9 до 16%) и Щапсугских источников (26%). На вулкане Гладковский радиогенный аргон вообще преобладает над атмосферным ( $\delta^{40}$ Ar = 55,5%), что, очевидно, отражает особые условия формирования флюидов, разгружающихся через этот аппарат (вулкан располагается во форонтальной части крупного надвига).

Таким образом, для Керченско-Таманского региона намечается тенденция увеличения процентного содержания радиогенного аргона в газах вулканов, тяготеющих к предгорьям Кавказского хребта и к Керченскому проливу.

Изотопный состав аргона в газах Восточной Грузии. В изотопном составе аргона грузинских вулканов заметна некоторая примесь глубинного компонента — избыточного (по сравнению с атмосферой) радиогенного <sup>40</sup>Ar<sub>рад</sub>. Его доля максимальна в газах Ахталы, где значения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar = = 333-356. Однако и в этом случае она не превышает 20% от количества аргона атмосферного происхождения.

Величина <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar коррелирует с концентрацией гелия и соответственно с [He] прямо коррелирует и концентрация избыточного <sup>40</sup>Ar<sub>рад</sub> в аргоне (рис. 7.19, *а* и  $\delta$ ). Это вполне естественно при радиогенном происхождении как <sup>40</sup>Ar, так и <sup>4</sup>He, абсолютно преобладающего в составе гелия.

Вместе с тем, в полученных данных можно усмотреть, хоть и с меньшей доверительной вероятностью (90%), признаки положительной корреляции отношений <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar и <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, т.е. относительного избытка <sup>40</sup>Ar<sub>рад</sub> с ростом примеси

мантийного компонента в гелии флюидов (рис. 7.20). Такая корреляция, на первый взгляд, могла бы быть вызвана поступлением радиогенного аргона вместе с легким <sup>3</sup>He из верхней мантии (см. [Озима, Подосек, 1987; Прасолов, 1990] и др.). Но притом, что оба изотопных отношения ( $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar и <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He) повышены в одних и тех же пунктах — на юге Алазанской впадины (вулкан Ахтала) и в центре Мирзаанской (вулкан Кила-Купра), — высоты этих пиков обратно пропорциональны (см. рис. 7.16), так что корреляция этих параметров не выглядит однозначной.



**Рис. 7.19.** Соотношение концентрации гелия и величин  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{36}$ Ar (*a*) и  ${}^{40}$ Ar<sub>рад</sub> (*б*) в газах грязевых вулканов Грузии

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб, поясненным в табл. 7.6

В этой связи нельзя не вспомнить, что в других изученных районах, в том числе и Кавказского региона, высоким значениям  $^{40}$ Ar/ $^{36}$ Ar сопут-

ствуют величины изотопно-гелиевого отношения, близкие к каноническому коровому значению  ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He} = ~10^{-8}$  [Лаврушин, 2002] (см. также разделы 4.3 и 5.2). Поэтому создается впечатление, что наблюдаемая в грязевулканических флюидах Восточной Грузии специфическая комбинация изотопных характеристик Не и Ar связана с высокой геодинамической активностью региона. Эта активность привела к формированию разнообразных дизъюнктивных дислокаций, секущих как осадочный чехол, так и фундамент Куринской депрессии и служащих путями миграции флюидов из разных источников (кора, мантия), маркированных разными изотопными метками и смешивающихся в питающих резервуарах грязевых вулканов.

В исследованных газах заслуживают внимания вариации отношения  ${}^{4}\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{pad}$ , изменяющегося от 1,2 до 10,6. Эта величина характеризует РТ-условия выделения радиогенных газов из пород, в которых они образуются, так как гелий теряется породами при нагревании легче, чем аргон. Поэтому в «холодных» газах углеводородных залежей с уменьшением глубины (температуры) газогенерации значение этого отношения приближается к 20, тогда как в газоводных включениях магматических пород  ${}^{4}\text{He}/{}^{40}\text{Ar} \le 5$ [Прасолов и др., 1986; Прасолов, 1990]. В условиях тектонического дробления горных пород более вероятно синхронное выделение из них радиогенных газов (как при высоких температурах).



**Рис. 7.20.** Соотношение величин <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar и <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии Пунктир — ограничивающие линии



**Рис. 7.21.** Соотношение величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и <sup>4</sup>He/<sup>40</sup>Ar<sub>рад</sub> в спонтанных газах грязевых вулканов Грузии

Цифры на рисунке соответствуют номерам проб, поясненным в табл. 7.6

При простом смешении мантийных и коровых газов между отношениями <sup>4</sup>He/<sup>40</sup>Ar<sub>рал</sub> и <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не следовало бы ожидать обратной зависимости. В опробованных же грязевулканических флюидах никакой связи между этими параметрами нет. Если же из массива данных исключить пробу № 7–97 (вулкан Байда), то в сокращенной выборке с доверительной вероятностью 95% обнаруживается значимая не отрицательная, а положительная корреляция (рис. 7.21). Кажется, что такая корреляция могла бы возникнуть при прогреве пород коры внедрившимся мантийным расплавом. Чем мощнее был такой импульс, тем сильнее должно было быть его термическое воздействие на вмещающие породы и тем больше выделившихся из них радиогенных газов вошло бы в состав свободно циркулирующих внутрикоровых флюидов (помимо мантийных дериватов, выделяющихся непосредственно из расплава). Очевидно, аналогичные процессы будут иметь место и при тектоническом дроблении пород, о чем упоминалось при обсуждении необычного взаимоотношения величины <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He и концентрации гелия (см. рис. 7.18).

Сопоставление величини <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar показывает, что присутствие в грязевулканических газах избыточного по сравнению с воздухом радиогенного аргона не обязательно совпадает с высокими значениями <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, указывающими на примесь ювенильной компоненты. Прямая корреляция этих параметров намечается лишь в газах Сахалина [Каменский и др., 1974], а в других регионах отсутствует. Это объясняется неопределенностью источника избыточного <sup>40</sup>Ar<sub>рад,</sub> возникающего как в коре, так и в мантии.

#### 7.8. Генезис углеродсодержащих газов

Отсутствие в природных газах мантийного гелия однозначно указывает на коровый генезис всех остальных их компонентов, в том числе углеводородов. Наличие же такой примеси, очевидное в метановых грязевулканических эманациях, например, в Восточной Грузии, позволяет оценить в этих газах возможную долю углеводородов мантийного происхождения. Для этого уже давно предложено [Polyak et al., 1976] нормирование концентраций исследуемых газов по содержанию <sup>3</sup>Не. Этот метод и используется в современной изотопной геохимии [Прасолов, Толстихин, 1987; Poreda et al., 1988; Поляк и др., 1992; Jenden et al., 1993; Лаврушин и др., 1996; и др.]. Величины нормированных таким образом отношений  $CH_4/{}^{3}He_{,}$  $CO_2/^3$ Не или  $\Sigma C/^3$ Не сопоставляются с величиной R или отношением  $R/R_a$ , где  $R_a$  — отношение концентраций изотопов гелия в атмосфере. При этом в качестве характеристики мантийного «конечного члена» принимаются многочисленные данные о соотношениях рассматриваемых компонентов в фумаролах обычных вулканов, подводных курильщиках островодужных систем и т.п., а также расчетные оценки отношения количеств углерода, законсервированного в земной коре, и гелия, выделившегося из Земли за всю ее историю. Согласно тем и другим, в цитированных выше работах показано, что в современной мантии СН<sub>4</sub>/<sup>3</sup>Не ~  $\sim 10^{6}$ .

На рис. 7.22 графически отражены данные о нормированном по <sup>3</sup>Не содержании метана и изотопном составе гелия в грязевулканических флюидах СНГ. На нем также показана линия смешения коровой и мантийной составляющих. Из этого графика следует, что доля последней в этих флюидах исчезающе мала. Даже на Сахалине и в Восточной Грузии (вулкан Кила-Купра), где в изотопном составе гелия особенно отчетливо видна примесь мантийных эманаций, их доля в общем объеме газа не достигает и 0,1% об. Таким образом, даже в самых экстремальных случаях мантийная составляющая не вносит ощутимого вещественного вклада в формирование грязевулканических флюидов и вообще скоплений углеводородов.

В то же время, активность мантии может оказывать определенное «косвенное» воздействие на формирование грязевулканических флюидов, так как подъем астенолитов и/или внедрение мантийных расплавов в кору вызывает ее прогрев. Этим и обусловлена выявленная ранее прямая связь фоновых значений теплового потока и изотопно-гелиевого отношения в подземных флюидах [Поляк, 1988]. Вследствие такого прогрева увеличивается степень катагенетических и метаморфических преобразований осадков, растет скорость обмена в системе «вода-порода» и активизируется термодеструкция органического вещества. Последнее, судя по опубликованным [Валяев и др., 1985] и нашим данным, отражается и в изотопном составе углерода CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>.

Действительно, в зависимостях величины  $\delta^{13}$ С от  $R/R_a$  (рис. 7.23) видны две интересные закономерности:

— в эманациях с «коровыми» значениями  $R < 7.10^{-8}$  ( $R/R_{atm}$  примерно < 0,05) метан и углекислота имеют весь спектр значений  $\delta^{13}$ С, характерный для самых разнообразных природных обстановок и уровней газогенерации;

— с появлением и ростом доли мантийной составляющей ( $R/R_{\rm arm}$  примерно > 0,05) величина  $\delta^{13}$ С в газах ведет себя по-разному — в углекислоте снижается, а в метане увеличивается.

Иными словами, с ростом величины R (и, соответственно, глубинного теплового потока) изотопный состав метана и углекислоты сближается. Однако при этом даже на фоне таких относительно высоких величин изотопно-гелиевого отношения доля мантийного метана (см. рис. 7.22) остается незначительной и не превышает 0,1% в общем объеме газа [Лаврушин и др., 1996].

Примечательно, что экстраполяция этих трендов до уровня  $R/R_{aтм} \sim 8$ , отвечающего современной мантии, приводит, как видно из рис. 7.23, к значению  $\delta^{13}$ С в обоих углеродсодержащих газах, близкому к  $-22\%_0$ , т.е. к средней оценке этого параметра как в органическом углероде, так и в рассеянном углероде изверженных пород и веществе каменных и железных метеоритов [Галимов, 1968].



Рис. 7.22. Соотношение  $R/R_a$  и величины [CH<sub>4</sub>]/[<sup>3</sup>He] в газах грязевых вулканов Тамани (*1*), Восточной Грузии (*2*), Азербайджана (*3*), Туркмении (*4*), Сахалина (*5*)

Линия — график смешения конечных членов «корового» ([CH<sub>4</sub>]/[<sup>3</sup>He] =  $3 \cdot 10^{13}$  и  $0,01R_a$ ) и «мантийного» ([CH<sub>4</sub>]/[<sup>3</sup>He] =  $3 \cdot 10^6$  и  $6,2R_a$ ) (по [Jenden et al., 1993])

Рис. 7.23. Связь изотопных составов гелия и углерода углеродсодержащих газов в грязевых вулканах разных регионов 1 — Грузия; 2 — Керченско-Таманская область; 3 — Азербайджан; 4 — Туркмения; 5 — Сахалин (по табл. 7.7 и [Гемп и др., 1970; Валяев и др., 1985; Якубов и др., 1980; Лаврушин и др., 1996]); 6 — Калифорния [Jenden et al., 1988], 7 — Аляска [Мотука et al., 1989]; 8 — линия конечного мантийного члена для островодужных систем; 9 — тенденции связи параметров в области смешения конечных членов.

Залитые значки — значения для  $CH_4$ , не-залитые — для  $CO_2$ .



Увеличение содержания <sup>13</sup>С в метане, отмечаемое с увеличением значений <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, характерно не только для газов грязевулканических систем, но и для метана пластовых залежей и минеральных источников Калифорнии и Аляски [Jenden et al., 1988; Motyka et al., 1989]. Таким образом, эта тенденция имеет общий характер. Вероятно, она отражает условия изотопного обмена при высоких температурах в системе «CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>».

Действительно, это соответствует закономерностям формирования изотопного состава углерода месторождений нефти и газа [Галимов, 1973; Прасолов, 1990], согласно которым при повышении температуры в зоне нефтегенерации (> 250 °C) создаются благоприятные условия для изотопного обмена между углекислотой и метаном. Такой обмен, на наш взгляд, вполне удовлетворительно объясняет как причины утяжеления метана в грязевулканических флюидах без гипотезы о подмешивании к ним мантийной составляющей, так и генетическую связь «ультратяжелой» углекислоты с углеводородными газами.

### 7.9. Роль температур в формировании микрокомпонентного состава воды, $\delta^{13}C(CO_2)$ и $\delta^{13}C(CH_4)$

Приведенные выше оценки температур можно использовать для выяснения причин формирования специфического химического состава воды и изотопных особенностей углеродсодержащих газов.

Полученные данные наглядно подтверждают распространенное мнение о том, что увеличение концентрации некоторых микроэлементов, и в частности, бора, обусловлено температурными условиями процессов, происходящих в системе «вода–порода».

Концентрация бора в подземных водах может не только определяться процессами его извлечения из обменного комплекса глин, но и быть результатом концентрирования воды (при ее упаривании ранее или сейчас). Чтобы исключить влияние последнего, мы использовали нормированные по хлору концентрации элементов в воде (например, B/Cl).

Оказалось, что значение B/Cl увеличивается с ростом температуры формирования воды (рис. 7.24). Это же характерно и для величин Rb/Cl

и Li/Cl. Поскольку концентрация лития используется в расчетах геотермометров, то для дополнительной проверки этой зависимости мы сопоставили величину Li/Cl с температурами, определенными по концентрациям Na, K и Ca. В этом случае тоже была получена прямая корреляция.



**Рис. 7.24.** Соотношение значений величин B/Cl и Mg-Li-температур в воде грязевых вулканов Тамани (*1*) и Грузии (*2*)

Таким образом, можно утверждать, что обогащение вод щелочными металлами и бором происходит синхронно с ростом температур флюидогенерации. Вероятнее всего, это связано с десорбцией микроэлементов из обменного комплекса глинистых минералов, усиливающейся с ростом температуры.

Также проведено сопоставление температур, рассчитанных по геотермометрам, с изотопными характеристиками метана и углекислоты. По многим вулканам имелось несколько измерений  $\delta^{13}$ С, сделанных в разное время или выполненных при одновременном опробовании соседних сальз [Гемп и др., 1970; Валяев и др., 1985; Лаврушин и др., 1998].

Такие определения усреднялись. В результате выяснилось, что величины  $\delta^{13}$ С в CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub> зависят от температуры флюидогенерации (рис. 7.25).

Эти корреляции указывают на возможность существования парагенетических связей между химическим составом воды, в частности содержанием Li, и изотопным составом углеродсодержащих газов. Действительно, такие корреляции были установлены с концентрациями многих компонентов:  $HCO_3^-$ , I, Br, B, Rb, Cs, Sr, Ba, Fe, Mn (рис. 7.26). Большинство из них относится к компонентам, легко мобилизуемым из обменного комплекса глинистых пород при увеличении температуры или изменении концентрации  $CO_2$ в воде. Наличие подобных взаимоотношений в общем указывает на единство условий формирования химического состава воды и изотопного состава углеродсодержащих газов. Если бы они формировались не в едином резервуаре, а поступали бы с различных уровней в разрезе (из разных резервуаров), то величины  $\delta^{13}$ С газов вряд ли коррелировали бы с химическим составом воды.



**Рис. 7.25.** Соотношение температур флюидогенерации, оцененных по Mg-Li-геотермометру, и величин  $\delta^{13}$ С метана (*1*) и углекислоты (*2*) для грязевулканических вод Тамани

Пунктирные линии — линии предполагаемых трендов



### 7.10. Изотопы бора в выбросах грязевых вулканов

#### Общие положения

Исследование бора в выбросах грязевых вулканов является перспективным направлением [Deyhle, Kopf, 2001; Kopf, Deyhle, 2002; Kopf et al., 2003; Лаврушин, Kopf и др., 2003], поскольку по его концентрации и изотопному составу можно судить как о первичных геохимических особенностях бассейнов седиментации, так и о температурных условиях взаимодействия в системе «вода–порода» в литогенезе.

Известно, что в океанической воде значение  $\delta^{11}$ В постоянно и составляет +39,5‰ [Spivack, Edmond, 1987]. Процессы упаривания морской воды в замкнутых водоемах, сопровождающиеся образованием боратов, приводят к обогащению остаточных рассолов тяжелым изотопом бора. Величина  $\delta^{11}$ В в них может достигать значений 55–66,7‰ [Vengosh et al., 2000]. В реках величина  $\delta^{11}$ В, как правило, значительно ниже, чем в морской воде, но не постоянна и зависит от значения  $\delta^{11}$ В в дренируемых породах [Rose et al., 2000].

Взаимодействуя с глинистым веществом, изотопы бора заметно фракционируют. При его сорбции обменный комплекс глин обогащается легким изотопом.

Поэтому в морских осадках  $\delta^{11}$ В существенно ниже, чем в морской воде. Величина  $\delta^{11}$ В в глинах зависит от их минерального состава. В морских пелагических илах, обогащенных смектитом,  $\delta^{11}$ В варьирует от +2,3 до +9,2‰. В осадках же, сносимых с континента, в глинистой фракции которых доминирует иллит, величина  $\delta^{11}$ В снижается до -13÷-8‰ [Ishikawa, Nakamura, 1993].

Преобразование глинистых пород в эпигенезе сопровождается преимущественным удалением <sup>11</sup>В из обменного комплекса глин и его переходом в поровые воды [You et al., 1995]. По мере роста температуры значения  $\delta^{11}$ В в глинах снижаются, а разница между  $\delta^{11}$ В воды и породы уменьшается [You, Spivack et al., 1996].

**Рис. 7.26.** Соотношение концентрации  $HCO_3^-$  в воде и осредненных величин  $\delta^{13}C$  в спонтанных газах грязевых вулканов Тамани

Условные обозначения см. на рис. 7.25

 $\Leftarrow$ 

## Особенности изотопного состава бора в продуктах извержений

Концентрация бора в воде грязевых вулканов Грузии варьирует от 20 до 115 мг/л, составляя в среднем 59 мг/л (см. Приложение 8). Это выше его содержания в углекислых водах Большого Кавказа (средняя концентрация 16,1 мг/л для n = 155, максимальная — до 145 мг/л) и несколько ниже, чем в вулканах Тамани (от 1,5 до 484 мг/л, среднее 163 мг/л по 17 вулканам) (см. Приложение 8). Максимальная концентрация (484 мг/л) отмечена в воде вулкана Шуго (Тамань). В глинистой массе, выбрасываемой вулканами, концентрация бора варьирует от 144 до 323 г/т (среднее 243 г/т) в Грузии и от 143 до 868 г/т (среднее 392 г/т) на Тамани.

Изотопы бора в грязевулканических выбросах Кавказского региона исследовались впервые. В воде изотопный состав бора определялся только в вулканах Грузии и для сравнения в некоторых углекислых (Болниси и Казрети) и азотных водах (Тбилиси-Лиси) близлежащих районов. Определение величин  $\delta^{11}$ В в глинистой пульпе проводилось для вулканов обоих регионов (табл. 7.8).

В сопочных водах Кахетии величины  $\delta^{11}$ В не превышают значения в морской воде и изменяются от +22 до +39,4‰ (см. табл. 7.8).

Определения, выполненные в углекислых водах северного склона Малого Кавказа (Болниси, Казрети) и термальной азотной воде Грузинской Глыбы (Тбилиси-Лиси), показали разнообразные механизмы их формирования. Судя по изотопии бора, формирование углекислых вод, так же, как и грязевулканических, парагенетически связано с морскими отложениями. Низкие же значения  $\delta^{11}$ В в азотной терме (+4,3‰) свидетельствуют о ее атмогенном (инфильтрационном) питании. Очевидно, эта вода обогащается изотопно-легким бором, дренируя метаморфизованные породы Грузинской Глыбы.

Следует заметить, что исходные величины  $\delta^{11}$ В морской воды Куринского бассейна майкопского и ширакского времени нам неизвестны. Нельзя исключить, что они могли отличаться от значения в Мировом океане (+39,5‰) и быть как ниже (за счет пресноводного стока), так и существенно выше — в том случае, если седиментация происходила на фоне процессов эвапоритизации. На возможность последней указывает довольно высокая (до 32 г/л) минерализация сопочных вод из некоторых вулканов Куринской впадины [Якубов и др., 1980].

Поскольку флюиды в грязевулканических системах, по-видимому, заметно опресняются (см. раздел 7.4), то можно предположить, что вода Среднекуринского палеобассейна в отдельные периоды могла иметь повышенную соленость. На это, помимо высоких концентраций хлора, указывает высокое значение  $\delta^{II}B$ (+39,4%) в воде вулкана Кила-Купра, аналогичное океанической воде. В литогенезе из-за десорбции изотопно-легкого бора из обменного комплекса глин величина  $\delta^{11}B$  в поровой воде не может оставаться постоянной (равной океанической), а будет постепенно снижаться.

Следовательно, исходное значение  $\delta^{11}$ В в воде Среднекуринского морского бассейна, по крайней мере во время образования питающих Кила-Купру слоев (ширакских — ?), было заметно выше, чем в океанической воде.

#### Латеральная зональность величин $\delta^{11}$ В

В распределении величин δ<sup>11</sup>В отмечается определенная пространственная закономерность — воды ближайших к Большому Кавказу вулканов (Ахтала и Пховели) имеют более «легкие» изотопные метки бора, чем вулканы центральной и южной частей Среднекуринской впадины (Кила-Купра, Байда) (см. табл. 7.8).

В глинах, извергаемых вулканами Грузии, величина  $\delta^{11}$ В изменяется от –1,2 до +7,4‰. Эти цифры укладываются в диапазон вариаций, полученных для грязевулканических брекчий Тамани (от –7,64 до +13,16‰) (см. табл. 7.8).

В вулканах Грузии значения  $\delta^{11}$ В в глинах распределяется схожим образом (как и в воде), но из общего тренда выделяется образец из вулкана Кила-Купра (0‰), имеющий более легкий изотопный состав, чем в ближайших вулканах Пховели (+5,1‰) и Байда (+7,4‰).

На Таманском полуострове отмечается аналогичная зональность распределения величин  $\delta^{11}$ В в глинах. Выбросы самых южных вулканов (Шуго, Гладковского и Семигорского), расположенных в отрогах Северо-Западного Кавказа, отличаются более низкими значениями  $\delta^{11}$ В (от –7,6 до –4,4‰), чем брекчии из северных районов полуострова (вулканы — гора Гнилая, Кучугурский, Шапурский и другие — от +3,8 до +13,2‰) (см. табл. 7.8).

Номер	Maamamamamaa wuxumaa awaafaaaawaa	В,	ррт	$\delta^{11}$ B, ‰					
пробы	местоположение пунктов опросования	в воде	в глине	в воде	в глине				
Грязевые вулканы Восточной Грузии									
9/97	Ахтала, г. Гурджиани	114,7	323	22,50	-1,2				
1/97	Пховели, ист. Мжаве	0,48	_	23,28	_				
2/97	Пховели	38,6	248	36,60	5,1				
3/97	Кила-Купра	19,9	144	39,40	0				
7/97	Восточная Байда	61,8	256	38,25	7,4				
Минеральные воды Грузии									
10/97	Тбилиси-Лиси, скв.	3,97	_	4,30	_				
11/97	Болниси, скв.	0,41	-	26,40	-				
12/97	Казрети, скв.	0,11	_	28,70	_				
Грязевые вулканы Таманского полуострова (Россия)									
9/94	Семигорский	309	539	-	-4,44				
11/94	Гладковский	222	280	-	-6,04				
13/94	Шуго	484	422	-	-7,64				
16/94	Ахтанизовский	-	868	-	-0,57				
17/94	Шапурский	90,4	367	-	7,00				
25/94	Карабетова гора (центральная сальза)	283	143	-	2,36				
5/94	Поливадина	80	317	-	1,38				
1/94	Кучугурский	160	339	-	3,75				
2/94	Голубицкий	322	322	-	-1,45				
3/94	Гнилая	329	329	-	13,16				

Таблица 7.8. Концентрации и изотопный состав бора в выбросах грязевых вулканов и минеральных источниках Грузии и Тамани

Причины формирования в разных районах Кавказа такой схожей зональности могут быть различными. Например, распределение  $\delta^{11}$ В может отражать существование прибрежной зоны опреснения палеоводоемов и соответствовать литофациальному строению рассматриваемых осадочных бассейнов. В этом случае низкие значения  $\delta^{11}$ В в глинах из вулканов, ближе всего расположенных к склонам Большого Кавказа (потенциальной области питания), указывают на увеличение доли изотопно-легкой по бору «континентальной» («иллитовой») составляющей, сносимой реками. В центральных же частях Среднекуринского и Индоло-Кубанского бассейнов ее содержание постепенно снижается, зато возрастает доля морской — «смектитовой» составляющей. Поэтому здесь значения  $\delta^{11}$ В в глинах становятся выше.

Однако наблюдаемая зональность может быть вызвана и другими причинами. Например, она может соответствовать различным условиям постседиментационных преобразований пород. В пользу этого указывают результаты сопоставления величин  $\delta^{11}B$  в воде и глине из вулканов Грузии (см. табл. 7.8). Из таблицы видно, что разница в величинах  $\delta^{11}B$  между водной и твердой фазами заметно ниже в вулкане Ахтала (23,7‰), располагающемся ближе всего к отрогам Большого Кавказа, чем в более удаленных: Пховели (31,5%), Кила-Купра (39,4‰), Байда (30,8%), что указывает на более высокие температуры взаимодействия в системе «вода-порода» для флюидов Ахталы. Это подтверждается экспериментами, которые показали, что при увеличении температуры происходит снижение величин  $\delta^{11}$ В в глинах, а изотопные метки растворенного и сорбированного бора сближаются. Например, если для 25 °С эта разница составляет порядка 31‰, то при 350 °С она уже не превышает 15‰ [Williams et al., 2001]. Поэтому отмечаемая пространственная зональность в распределении величин  $\delta^{11}$ В, а также разница в значениях  $\delta^{11}$ В между твердой и жидкой фазами могут указывать на более напряженный температурный режим формирования грязевулканических флюидов на участках, примыкающих к Большому Кавказу.

В общем, обе эти гипотезы оказываются равноправными, поскольку согласуются с историей формирования и особенностями геологического строения Среднекуринского и Индоло-Кубанского бассейнов седиментации. Отдать предпочтение одной из них можно, лишь привлекая дополнительную информацию о других геохимических особенностях продуктов грязевого вулканизма.

#### Взаимоотношение δ<sup>11</sup>В и химических характеристик грязевулканических флюидов

Определения  $\delta^{11}$ В в воде были выполнены только для четырех грязевых вулканов Грузии и одного источника (Пховели), располагающегося вблизи от одноименного вулкана. Конечно, такое количество проб недостаточно для выявления статистически значимых корреляций между  $\delta^{11}$ В и химическим составом воды. Поэтому мы можем пока только обозначить эти взаимоотношения.

Взаимоотношение концентрации бора и величины  $\delta^{11}$ В в воде (рис. 7.27), вероятно, имеет вид обратной зависимости, ниже которой располагается фигуративная точка источника Пховели. Вода последнего, судя по данным геотермометров, имеет субповерхностное происхождение. По-видимому, наблюдаемые вариации величины  $\delta^{11}$ В в воде грязевых вулканов обусловлены десорбцией бора из обменного комплекса глинистых минералов.

Аналогичная связь  $\delta^{11}$ В существует, вероятно, и с концентрацией калия. Создается также впечатление, что величина  $\delta^{11}$ В в воде изменяется прямопропорционально концентрациям Li, Na, P, Rb, I. Некоторые из этих элементов (Li, K, Na, B) являются температурно-зависимыми и их концентрации используются в расчетах геотермометров (Na-Li-, Mg-Li-, Na-K-, Na-K-Ca-). Вероятно, при увеличении числа измерений  $\delta^{11}$ В в воде может быть установлена корреляционная связь между  $\delta^{11}$ В и температурами, оцененными по этим показателям.



**Рис. 7.27.** Соотношение величины  $\delta^{11}$ В и концентрации бора в воде грязевых вулканов Грузии



**Рис. 7.28.** Соотношение величины  $\delta^{11}$ В в глине и значений температур, рассчитанных по Mg-Li-reoтермометру для грязевых вулканов Тамани (*1*) и Грузии (*2*)



**Рис. 7.29.** Соотношение величин  $\delta^{11}$ В (в глине и воде) и  $\delta^{13}$ С в спонтанных газах вулканов Тамани и Грузии

 $1 - \delta^{13}$ С (СН<sub>4</sub>) и  $\delta^{11}$ В в водах Грузии;  $2 - \delta^{13}$ С(СН<sub>4</sub>) и  $\delta^{11}$ В в глинах Грузии;  $3 - \delta^{13}$ С(СО<sub>2</sub>) и  $\delta^{11}$ В в водах Грузии;  $4 - \delta^{13}$ С(СО<sub>2</sub>) и  $\delta^{11}$ В в глинах Грузии;  $5 - \delta^{13}$ С(СН<sub>4</sub>) и  $\delta^{11}$ В в глинах Тамани;  $6 - \delta^{13}$ С(СО<sub>2</sub>) и  $\delta^{11}$ В в глинах Тамани;  $7 - \delta^{13}$ С(СО<sub>2</sub>) и  $\delta^{11}$ В в глинах Тамани;  $7 - \delta^{13}$ С(СО<sub>2</sub>) и  $\delta^{11}$ В в углекислых водах Грузии; 8, 9 - линии трендов (8) и предполагаемых трендов (9).

А-Г — поля графика, обсуждаемые в тексте

Возможность такой корреляции подтверждается соотношением величин  $\delta^{11}$ В (в глине из вулканов Тамани и Кахетии) и расчетных температур (рис. 7.28). На графике видно, что с увеличением температуры флюидогенерации происходит снижение величины  $\delta^{11}$ В, входящего в состав глинистого матрикса. Такая зависимость согласуется с результатами экспериментальных работ [Williams et al., 2001] и дает основание утверждать, что отмеченная выше зональность распределения величин  $\delta^{11}$ В в Среднекуринском и Индоло-Кубанском бассейнах является результатом температурных эффектов фракционирования изотопов бора в системе «вода–порода». Эти данные позволяют исключить из рассмотрения конкурирующую гипотезу, согласно которой наблюдаемое распределение  $\delta^{11}$ В является следствием гидрохимических и литофациальных неоднородностей этих осадочных бассейнов.

Поскольку величина  $\delta^{11}$ В зависит от температуры, то, помимо гидрохимических геотермометров, может быть обнаружена корреляция и с другими температурно-зависимыми характеристиками флюидов, например с величинами  $\delta^{18}$ О в воде и породах [Williams et al., 2001]. К таким компонентам также можно отнести и величи-

ны  $\delta^{13}$ С метана и углекислоты, которые, так же, как и  $\delta^{11}$ В, коррелируют с расчетными температурами (см. рис. 7.25, 7.28). Поэтому неудивительно, что нами была установлена корреляция между величинами  $\delta^{11}$ В (в воде и глине) и  $\delta^{13}$ С в спонтанных газах (рис. 7.29). Их сопоставление показывает, что  $\delta^{11}$ В в глинах грузинских и таманских вулканов обратно коррелирует с величиной  $\delta^{13}$ С в СО<sub>2</sub> (см. рис. 7.29, поле А), а с  $\delta^{13}$ С(CH<sub>4</sub>) — только в таманских вулканах (см. рис. 7.29, поле Б). Установить для вулканов Грузии характер взаимоотношений  $\delta^{11}$ В в глинах с величинами  $\delta^{13}$ С(CH<sub>4</sub>) и  $\delta^{11}$ В в воде с  $\delta^{13}$ С(CO<sub>2</sub>) не удалось (см. рис. 7.29, поля Б и В).

Для вод вулканов Грузии отмечается только прямая взаимосвязь величин  $\delta^{11}$ В и  $\delta^{13}$ С(CH<sub>4</sub>) (см. рис. 7.29, поле Г). Следует подчеркнуть, что эта корреляция устанавливает взаимосвязь изотопных показателей для различных фаз грязевулканических флюидов. Их существование в какой-то степени дает ответ на вопрос о происхождении газообразной, жидкой и твердой фаз грязевулканических выбросов. До сих пор было не ясно, формируются ли они в едином резервуаре или поступают с разных глубин.

Таким образом, наличие корреляционных взаимоотношений между расчетными температурами, величиной  $\delta^{11}$ В в воде и глинах, а также δ<sup>13</sup>С в спонтанных газах указывает на генетическое родство всех продуктов грязевого вулканизма: глинистой, водной и газообразной фаз (их формирование происходит в сходных температурных условиях, т.е. в едином резервуаре). Эта корреляция также доказывает, что появление изотопно-тяжелой СО<sub>2</sub>, характерной для грязевулканических газов, не обусловлено разгрузкой каких-то глубинных эманаций [Валяев и др., 1985], а связано с физико-химическими процессами, происходящими исключительно в толще осадочных пород и сопряженными с формированием резервуаров грязевулканических систем, а также с транспортировкой флюидов к поверхности.

# 7.11. Изотопный состав грязевулканических вод

Попытка внести ясность в понимание механизмов формирования грязевого вулканизма предпринята нами на примере исследования изотопных параметров вод грязевых вулканов Тамани и Кахетии [Дубинина и др., 2004; Лаврушин, Дубинина и др., 2005]. Именно изотопные параметры основных элементов — кислорода и водорода, составляющих водную фазу продуктов грязевого вулканизма, могут дать ценную информацию, поскольку во всех вышеперечисленных гипотезах формирования грязевулканических систем (см. раздел 7.2), роль водной фазы является ключевой.

Из табл. 7.9 и рис. 7.30 видно, что воды вулканов Таманского полуострова характеризуются довольно широким диапазоном значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , образуя вытянутое облако фигуративных точек. В основном в исследованных водах диапазон величин  $\delta^{18}O$  колеблется от +0,7 до +10,0‰, а  $\delta D$  — от -36,8 до -10,8‰.

Иными словами, эти воды богаче по содержанию <sup>18</sup>О и беднее по содержанию D, чем усредненный состав океанской воды, обозначенный на рис. 7.30 точкой «SMOW» с координатами (0; 0).

Однако некоторые из проб обладают аномальными изотопными параметрами: например, проба из боковой сальзы Кучугурского вулкана, отобранная в 2001 г., отличается минимальными величинами  $\delta^{18}$ O (-4,9‰) и  $\delta$ D (-50,1‰). В этой пробе также обнаружено аномально высокое содержание сульфат-иона (8080 мг/л), не характерное для грязевулканических вод (обычно концентрация SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> не превышает 200 мг/л). По-видимому, эта вода имеет субповерхностное происхождение и содержит значительную примесь грунтовых вод.

Проба воды, отобранная из центральной сальзы того же вулкана в 1994 г., по изотопному составу является значительно более «утяжеленной» ( $\delta^{18}O = +5,4$ ;  $\delta D = -27,9\%$ ) и находится в пределах области большинства исследованных составов, а концентрация  $SO_4^{2-}$  в ней существенно ниже (156 мг/л).

Таким образом, пробу 2001 г. из боковой сальзы Кучугурского вулкана по химическому и изотопному составу воды можно считать нетипичной для вулканов Таманского региона. Кроме того, необходимо критично подойти к полученным изотопным параметрам воды вулкана Синяя Балка ( $\delta^{18}O = -1,6$ ;  $\delta D = -34,5\%$ ), поскольку в 2001 г. на берег грязевого озера этого вулкана была подведена пресная вода, что могло привести к изотопному сдвигу в сторону уменьшения концентраций D и <sup>18</sup>O в исследованной пробе.

На диаграмме  $\delta^{18}$ O– $\delta$ D (см. рис. 7.30) также видно, что точки вулканов Южно-Нефтяного (на Таманском полуострове) и Байда (в Кахетии) располагаются несколько выше основной группы точек. Эти воды отличаются самой низкой минерализацией — 0,3–0,6 и 5,4 г/л (соответственно), которая оказывается намного ниже средней минерализации грязевулканических вод Тамани (~16 г/л) и Восточной Грузии (~28 г/л).

Номер			Дата отбора	Абс. отм.	$\delta^{18}O_{SMOW}$	$\delta D_{SMOW}$			
на рис. 7.2. пробы		трязевые вулканы		М	%0				
Восточная Грузия									
32	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	1997	-	+9,6	-12,9			
33	2/97	Пховели	1997	-	+3,9	-24,4			
34	3/97	Кила-Купра	1997	-	+2,5	-27,0			
34	_	Кила-Купра**	1985?	-	+2,0	-1,0			
35	7/97	Восточная Байда	1997	-	+3,5	-16,9			
		Таманский полуостро	в (Россия)						
1	47/01	Семигорский	2001	71	+9,7	-21,9			
3	-	Гладковский*	2000	131	+8,0	-13,0			
3	48/01	Гладковский	2001	131	+6,2	-13,5			
4	_	Шуго***	_	~130	+3,7	-45,0			
4	49/01	Шуго	2001	148	+10,0	-22,5			
5	50/01	Восток	2001	172	+6,8	-20,8			
6	51/01	Бугазский	2001	13	+8,5	-22,6			
7	52/01	Поливадина	2001	47	+2,8	-29,9			
8	53/01	Карабетова гора	2001	104	+6,6	-28,0			
9	54/01	Шапурский	2001	54	+2,2	-23,2			
10	55/01	Южно-Нефтяной	2001	64	+0,7	-10,8			
12	20/94	Северо-Нефтяной	1994	~60	+2,5	-26,4			
15	57/01	Кучугурский	2001	10	-4,9	-50,1			
15	1/94	Кучугурский	1994	15	+5,4	-27,9			
16	58/01	Чушка	2001	4	+3,7	-28,4			
17	59/01	Фонталовский	2001	29	+0,8	-30,9			
18	_	Голубицкий (Синяя Балка)*	2000	12	-0,8	-34,0			
18	60/01	Синяя Балка	2001	12	-1,6	-34,5			
20	62/01	Миска	2001	72	+1,2	-34,0			
21	63/01	Гнилая	2001	32	+2,4	-36,8			
21	_	Гнилая*	2000	~30	+5,0	-14,0			
-	_	Шапсугский*	2000	-	+5,6	-16,0			

Таблица.	7.9.	Изотопный	состав	грязеву	лканических	вод	Восточной	Грузии и	и Таманского	полуострова
----------	------	-----------	--------	---------	-------------	-----	-----------	----------	--------------	-------------

\* По [Nevinskya et al., 2001].

\*\* По [Селецкий, 1991].

\*\*\* По [Селецкий и др., 1973].



Рис. 7.30. Соотношение величин δ<sup>18</sup>О и δD в водах грязевых вулканов Тамани (с учетом данных [Nevinskya et al., 2001]) (1), Грузии (2), Азербайджана [Есиков и др., 1979; Селецкий, 1991] (3), Туркмении [Селецкий и др., 1973; Ветштейн, 1982] (4), Каспийского моря [Никаноров и др., 1981] (5), Черного моря (6), Азовского моря (7), атмосферных осадков в Черноморско-Азовском регионе [Никаноров и др., 1981; Ветштейн, 1982; Nevinskya et al., 2001] (8) и тренды вариации изотопных характеристик вод таманских (9) и грузинских (10) грязевых вулканов, а также — линия метеорных вод (11)

Можно предположить, что в их формировании принимают участие воды конденсационного происхождения, образующиеся из пара при адиабатическом расширении газа, например, метана. Обнаружение таких вод может указывать на существование на глубине двухфазной системы «газ-вода», т.е. газовой залежи метана. В ту же сторону на диаграмме отклонена и фигуративная точка Гладковского вулкана (Тамань).

Однако, в отличие от образцов вулканов Южно-Нефтяной и Байда, эта вода имеет высокую минерализацию (~20 г/л) и отличается по химическому составу. Это единственный случай разгрузки из грязевых вулканов Тамани хлориднонатриево-кальциевых вод, сильно обогащенных Li, K, Rb, Cs, Sr.

Возможно, происхождение этих вод связано с участием хлор-кальциевых рассолов юрскомеловых водоносных комплексов.

Относительно других районов с развитой грязевулканической деятельностью (Азербайджан, Туркмения) вода таманских вулканов на диаграмме  $\delta^{18}$ O– $\delta$ D характеризуется меньшим разбросом фигуративных точек (см. рис. 7.30). По сравнению с вулканами Азербайджана для них характерны более низкие значения величин  $\delta D$ . Относительно вод грязевых вулканов Западной Туркмении диапазон изотопных параметров воды таманских вулканов смещен в область более высоких значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ . Интересно, что большинство проб грязевых вулканов Грузии идентично по изотопному составу водам Таманского полуострова. Из общего диапазона резко выделяется по величине  $\delta D$  проба из вулкана Кила-Купра ( $\delta D = -1,0\%$ ;  $\delta^{18}O = +2,0\%$ ) [Селецкий, 1991].

Однако данные, полученные нами для воды этого вулкана, существенно отличаются в сторону уменьшения величины δD при примерно том же изотопном составе кислорода (см. табл. 7.9). Как и в случае Кучугурского вулкана, такие вариации изотопного состава вод, отобранных в разные годы, указывают на возможность получения неоднородных данных при исследовании некоторых вулканов Таманского полуострова (например, горы Гнилой и Шуго). Основание для такого вывода дают отмеченные ранее различия химического состава воды [Шнюков и др., 1986], отбираемой из различных сальз этих вулканов.

# Взаимоотношение величин $\delta D$ и $\delta^{18}O$ и их латеральная изменчивость

Для Таманских грязевулканических вод отмечается пространственная закономерность в распределении изотопных характеристик воды. С приближением к горному сооружению Большого Кавказа значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  возрастают. Например, воды вулканов, расположенных у побережья Азовского моря: гора Гнилая, Миска, Чушка, Синяя Балка, Кучугурский отличаются более низкими величинами δD и  $\delta^{18}$ О, чем воды вулканов из предгорий Кавказа (Шуго, Семигорский, Гладковский, Восток, Бугазский) (см. табл. 7.9). Аналогичная тенденция прослеживается и в Кахетии, где значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  изменяются от -27 до -13% и от +2,5 до +9,6% (соответственно). Здесь так же, как и на Тамани, изотопный состав воды утяжеляется с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. Общую тенденцию нарушает только проба из вулкана Байда, которая, судя по низкой минерализации (5,4 г/л), вероятно, имеет конденсационное происхождение [Лаврушин, Дубинина и др., 2003].

Величины  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в водах грязевых вулканов Тамани и Грузии имеют идентичную зависимость друг от друга (см. рис. 7.30). Такое схожее их поведение может свидетельствовать об общем механизме образования. Однако известно, что в Кахетии встречаются воды с более высокой (до 32 г/л), чем на Тамани, минерализацией. Это, в совокупности с данными о величинах  $\delta^{11}$ В в воде, дает основание предполагать участие в формировании продуктов грязевого вулканизма Грузии осолоненных вод замкнутых бассейнов.

Кроме того, продукты извержений грязевых вулканов Грузии различаются по фазовому и химическому составу глинистых фракций, а их формирование происходит на фоне развития стрессовых тектонических нагрузок и высокой мантийной активности, фиксируемой по величине <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He (до 220·10<sup>-8</sup>) в спонтанных газах [Якубов и др., 1980; Лаврушин и др., 1996, 1998].

Тем не менее, несмотря на перечисленные различия, направленность изменения величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  для вод обоих регионов оказывается практически идентичной. По-видимому, процесс, контролирующий изотопный состав вод грязевых вулканов Тамани и Грузии, является

единым и не зависит от региональных особенностей их формирования.

## Взаимоотношение химического и изотопного составов вод

Сопоставление величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  с химическим составом воды, данные о котором для этих же проб опубликованы ранее [Лаврушин, Korf и др., 2003], показывает, что с ростом величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  отмечается снижение концентраций ионов галогенов: хлора, брома и йода (рис. 7.31, *a–e*).

Напротив, с утяжелением изотопного состава воды содержание гидрокарбонат-иона и бора возрастает (рис. 7.32, *a–г*). В результате изменение химического состава воды от хлоридного натриевого к гидрокарбонатно-хлоридному натриевому сопровождается обогащением вод дейтерием и <sup>18</sup>О. В грязевулканических системах на фоне возрастания концентрации растворенной углекислоты (HCO<sub>3</sub>) происходит снижение концентрации наиболее стабильных в растворе ионов Cl, Br и I, что говорит о разбавлении Cl-Na вод изотопно-тяжелыми водами содового (HCO<sub>3</sub>-Na) типа.

В связи с этим целесообразно также рассматривать соотношения величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  воды и концентраций ионов, нормированных по ионам хлора или натрия. Это дает возможность установить корреляции прямого характера между величинами  $\delta^{18}O$  и  $\delta D$  и нормированными концентрациями большинства щелочных и щелочноземельных металлов.

Изменение нормированных концентраций некоторых металлов (Li/Na, K/Na, Mg/Na) зависит от температурных условий взаимодействия подземных вод с породообразующими минералами.

Поэтому их используют в качестве геотермометров при реконструкции пластовых температур формирования подземных вод [Fournier, Truesdell, 1973; Fournier, Potter, 1979; Fouillac, Michard, 1981; Kharaka, Mariner, 1989]. В тех же образцах, которые использовались для изотопного анализа в данной работе, были рассчитаны температуры формирования вод (см. табл. 7.4). Сопоставление расчетных температур и величин  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D показывает (рис. 7.33, *а* и  $\delta$ ), что утяжеление изотопного состава воды является температурно-зависимым процессом. Полученный интервал температур (45–170 °C)



**Рис. 7.31.** Соотношение величин  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D с концентрациями ионов галогенов: Cl<sup>-</sup> (*a*, *б*), I<sup>-</sup> (*b*, *c*) и Br<sup>-</sup> (*d*, *e*) в воде грязевых вулканов Тамани (*1*) и Грузии (*2*).

Сплошные линии — линии установленных трендов, пунктирные — предполагаемых для Тамани, точечные — предполагаемых трендов для Грузии



Рис. 7.32. Соотношение величин  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D с концентрациями  $HCO_3^-(a, \delta)$  и бора (*в*, *г*) в воде грязевых вулканов Тамани (*1*) и Грузии (*2*)

Условные обозначения см. на рис. 7.31

соответствует глубинам от 1 до 4,5 км, и изменение изотопных характеристик вод отражает, по-видимому, процессы эволюции газоводных флюидов на различных этапах постседиментационного преобразования пород.

Этот вывод подтверждается определениями изотопного состава пластовых вод, отобранных из скважин Северо-Западного Предкавказья [Фё-

доров, 1989]. В них значения  $\delta^{18}$ О и  $\delta$ D возрастают пропорционально глубине и, таким образом, соответствуют увеличению пластовых температур. На основании этих эмпирических данных были предложены региональные геотермометры, учитывающие изменчивость  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ O пластовых вод с увеличением температур [Фёдоров, 1990].



**Рис. 7.33.** Соотношение величин  $\delta^{18}$ O (*a*) и  $\delta$ D (*b*) и температур, рассчитанных по гидрохимическому Mg-Li-геотермометру для вод грязевых вулканов Тамани (*1*) и Грузии (*2*) [Лаврушин, Дубинина и др., 2003]

#### Изотопный состав вод и поведение изотопных характеристик газовой и твердой фаз

Многие изотопно-геохимические параметры грязевулканических систем коррелируют с расчетными температурами и между собой (см. раздел 7.10). Поэтому была высказана гипотеза о взаимосвязи изотопного состава воды (прежде всего  $\delta^{18}$ O) с температурно-зависимыми характеристиками грязевулканических выбросов (в том числе, с величинами  $\delta^{13}$ C в газах и  $\delta^{11}$ B в глине) [Лаврушин, Дубинина и др., 2003].

Наши исследования изотопного состава воды подтвердили эту гипотезу. Действительно, была обнаружена обратная корреляция величин  $\delta^{11}$ В с изотопным составом воды (рис. 7.34, *a*, *б*). Она показывает, что обогащение поровых вод бором (см. рис. 7.32, *в*, *г*), сопровождающееся снижением величины  $\delta^{11}$ В, происходит на фоне увеличения значений  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ О. Такие особенности геохимии бора в литогенезе обычно связываются с изменением температурных условий взаимодействия в системе «вода-порода» и процессами трансформации смектита в иллит [Williams et al., 2001; Kopf, 2002].

Значения  $\delta^{13}C(CH_4)$  и  $\delta^{13}C(CO_2)$  в газах заметно меняются как во времени, так и при одновременном опробовании соседних сальз [Валяев и др., 1985; Войтов, 2001; Гемп и др.,

1970]. Поэтому для сравнения с изотопным составом воды использовались осредненные по каждому вулкану величины  $\delta^{13}$ С. Выяснилось, что  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ О коррелируют только со значениями  $\delta^{13}$ С(CH<sub>4</sub>) (см. рис. 7.34, *в*, *г*). Очевидно, это соответствует тенденции утяжеления изотопного состава метана, отмечаемого с ростом температур (и, соответственно, глубины) флюидогенерации [Галимов, 1968; Прасолов, 1990].

Таким образом, характер взаимоотношений различных изотопно-геохимических характеристик грязевулканических выбросов (твердых, жидких и газообразных) показывает, что утяжеление изотопного состава воды является температурно-зависимым процессом, который, по-видимому, сопровождает преобразование органического и минерального вещества на различных этапах литогенеза.

## 7.12. Модели формирования изотопного состава грязевулканических вод

Наблюдаемые изотопные параметры вод грязевых вулканов являются результатом эволюции исходного состава воды, сопровождающей целый спектр явлений, которые возможны в данной геологической обстановке. К процессам, приво-



**Рис. 7.34.** Соотношение изотопных характеристик воды и величин  $\delta^{11}$ В в глинах (*a*, *б*) и  $\delta^{13}$ С метана (*в*, *г*) в продуктах грязевого вулканизма Тамани (*1*) и Грузии (*2*)

дящим к сдвигам первичного изотопного состава вод прежде всего относятся процессы смещения с водами другого генезиса, изотопного обмена с водовмещающими породами и процессы испарения–конденсации. Роль того или иного механизма в формировании изотопных характеристик грязевулканических вод является предметом дальнейшего обсуждения. Модели формирования изотопного состава грязевулканических вод были предложены Е.О. Дубининой [Дубинина и др., 2004]. Анализ соответствия этих моделей массиву геохимических данных выполнен автором [Лаврушин, Дубинина, Авдеенко, 2005].

Важнейшим моментом для дальнейших построений является представление о первичном изотопном составе морской воды, который, очевидно, может быть принят за исходную точку в дальнейшей эволюции изотопных отношений. Мы предполагаем, что почти все грязевые вулканы Таманского полуострова (за исключением Гладковского) питаются водами из отложений майкопской серии (молассы олигоценраннемиоценового возраста), залегающих на глубинах от 1 до ~5 км. Эта гипотеза основывается на оценках пластовых температур по гидрохимическим геотермометрам [Лаврушин, Корf и др., 2003] и подтверждается сопоставлением химического состава грязевулканических и пластовых вод [Якубов и др., 1980; Шнюков и др., 1986]. Однако исходный изотопный состав морской воды майкопского палеобассейна (Паратетиса) нам не известен. Тем не менее, этот состав можно предположить, исходя из допущений при рассмотрении конкретного механизма формирования вод. Наиболее реальными являются четыре варианта эволюции изотопных параметров исходных вод, приводящих к получению наблюдаемого тренда на диаграмме  $\delta^{18}O-\delta D$ . Ниже приводится описание каждого из этих вариантов вместе с комментарием, который суммирует доводы, свидетельствующие за него и против.

#### Процесс двухстадийного обмена-смешения метаморфизованных океанических и инфильтрационных вод

Описание. Данный вариант основан на предположении, что изотопный состав воды майкопского бассейна соответствовал составу современной океанической воды (SMOW). В этом случае наблюдаемый тренд на диаграмме  $\delta^{18}O-\delta D$ можно объяснить процессами постседиментационного взаимодействия захороненных вод и минерального вещества (первая стадия) с последующим разбавлением этих вод инфильтратами метеорного происхождения (вторая стадия). Таким образом, изотопно-кислородный обмен формационных вод с окружающими силикатными минералами сначала приводит к повышению значений δ<sup>18</sup>О без значительных изменений величин δD. Последующее смешение таких вод с изотопно-легкими водами метеорного происхождения может вызвать наблюдаемый спектр значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в водах грязевых вулканов.

Комментарий. Судя по температурным параметрам грязевулканических систем, наиболее вероятным процессом, приводящим в литогенезе к утяжелению по  $\delta^{18}$ О изотопного состава воды, будет иллитизация смектита. При перекристаллизации смектита в иллит отмечается сильное (в 2–10 раз) снижение ионнообменной емкости пород [Попов, Абдрахманов, 1990]. Результатом этого будет выделение в поровое пространство пород значительного количества маломинерализованной воды (межслоевой и рыхлосвязанной), обогащенной (за счет десорбции) щелочными металлами и бором. Соответственно процесс иллитизации смектита должен сопровождаться обогащением поровых вод микрокомпонентами, с одной стороны, а с другой — снижением концентраций (разбавлением) относительно инертных компонентов водного раствора — Na, Cl и Br. Эти процессы будут проходить на фоне роста значений  $\delta^{18}$ O воды.

Действительно, самые изотопно-тяжелые по  $\delta^{18}$ О грязевулканические воды обогащены щелочными металлами и бором (см. рис. 7.32, *в*, *г*). Однако, если считать, что минерализация инфильтрационных вод намного меньше седиментационных, то против этой схемы свидетельствует обратная корреляция изотопных характеристик вод и концентраций растворенных галогенов (Cl, Br, I) (см. рис. 7.31, *a*–*e*). Напротив, в этом случае подмешивание изотопно-легких метеорных вод должно вызывать уменьшение концентраций солей и снижение величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ .

Таким образом, обсуждаемая схема может быть верна только при условии, что изотопнолегкие инфильтрационные (метеорные) воды имеют бо́льшую минерализацию, чем формационные (изотопно-тяжелые). Следует признать, что такую вероятность полностью исключить нельзя. На Тамани, так же, как и в других районах Кавказско-Каспийского региона (в Южном Прикаспии), для слоев третичного возраста (N-P) отмечается явление гидрохимической инверсии<sup>2</sup> [Коллодий, 1971; Шнюков и др., 1986]. Поэтому в верхних частях разреза инфильтрационные воды могут заметно обогащаться солями.

Данный вариант формирования изотопного состава грязевулканических вод базируется на предположении о том, что воды майкопского бассейна имели изотопный состав, близкий к SMOW. Однако эта гипотеза плохо согласуется с палеогеографическими особенностями морского бассейна майкопского времени и нуждается в подтверждении. Исследования фауны в отложениях майкопского времени показывают наличие периодов развития организмов, приспособленных к жизни в водах с пониженной соленостью [Жижченко, 1969]. Современные воды Черного и Каспийского морей, которые в какой-то степени можно рассматривать в качестве аналогов морских бассейнов последних этапов существования Паратетиса, также сильно отличаются от SMOW (см. рис. 7.30). Поэтому

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Под гидрохимической инверсией мы понимаем необычное изменение минерализации пластовых вод в геологическом разрезе (как правило, минерализация вод увеличивается вниз по разрезу). При гидрохимической инверсии это правило не соблюдается, и в нижней части разреза могут встречаться более пресные воды, чем в верхней.

нет уверенности в том, что изотопный состав древнего морского бассейна соответствовал составу современных океанских вод.

С данным вариантом также плохо согласуется отмеченная выше пространственная зональность изотопных характеристик грязевулканических вод, а именно: их изотопное «утяжеление» с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. Большой Кавказ является региональной областью питания для большинства водоносных горизонтов осадочных бассейнов Предкавказья. Согласно рассматриваемой схеме, с приближением к горному сооружению доля инфильтрационных вод в питании вулканов теоретически должна возрастать. Поэтому логичнее было бы ожидать обратную наблюдаемой латеральную изотопную зональность — «облегчение» изотопного состава вод с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. По-видимому, процесс смешения с инфильтратом метеорного происхождения имеет подчиненное либо локальное значение по сравнению с другими процессами, влияющими на изотопный состав воды.

Таким образом, такая двухстадийная схема формирования изотопного состава грязевулканических вод имеет ряд несоответствий с наблюдаемыми геологическими и химическими данными.

## Прямое смешение морских вод с изотопно-тяжелым источником

Описание. В данном случае предполагается, что изотопный состав исходной морской воды был существенно обеднен D и <sup>18</sup>O относительно SMOW. В результате полученный тренд изменения величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  можно получить при смешении изотопно-легких вод палеобассейна с изотопно-тяжелой водой иного происхождения, например, водой из подстилающих майкопские слои горизонтов юрско-мелового возраста.

Комментарий. Как отмечалось выше, соленость майкопского палеобассейна (соответственно, и изотопный состав воды) заметно менялась во времени. Однако изотопные сдвиги, вызванные изменением солености, должны выражаться колебаниями составов вдоль линии метеорных вод на диаграмме  $\delta^{18}O-\delta D$ . Поскольку считается, что древняя линия метеорных вод располагалась примерно так же, как современная на диаграмме  $\delta^{18}O-\delta D$  [Sheppard, 1986], экстраполяция полученного тренда до линии метеорных вод может дать искомые исходные значения  $\delta D (\approx -40\%)$  и

 $\delta^{18}$ O (~ -6%) для вод майкопского палеобассейна. Морская вода с такими изотопными характеристиками должна быть заметно опреснена<sup>3</sup>. В настоящее время аналогичные значения  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ O иногда отмечаются в прибрежной полосе Черного моря [Никаноров и др., 1981].

Гипотеза о смешении с водами грязевых вулканов рассолов глубинного происхождения уже высказывалась ранее [Куришко и др., 1968]. Она выдвигалась для объяснения повышенных относительных концентраций магния в водах грязевых вулканов, так как по этому показателю они заметно отличаются от гидрокарбонатнохлоридных натриево-кальциевых пластовых вод майкопских отложений. Предполагалось, что в их питании участвуют рассолы, содержащие высокие концентрации натрия и магния. Однако в Предкавказье воды такого состава не имеют регионального распространения. В юрско-меловых комплексах, как правило, развиты Cl-Na-Ca рассолы с минерализацией ~100-200 г/л [Курбанов, 2001]. Они характеризуются высокими значениями  $\delta^{18}$ O (до +9,5%) и низкими величинами δD (-67÷-32‰). Смешение такой воды с водой майкопского палеобассейна привело бы к возрастанию величин  $\delta^{18}$ О при почти постоянных значениях δD, что не соответствует реально наблюдаемым составам (см. рис. 7.30). Кроме того, такой процесс должен сопровождаться увеличением общей минерализации вод за счет привноса Na, Cl и Br, чего не наблюдается.

Таким образом, вариант смешения опресненных морских вод с изотопно-тяжелыми водами глубинных горизонтов не может привлекаться в качестве самостоятельного процесса, объясняющего закономерности формирования изотопного состава грязевулканических вод.

### Эволюция изотопного состава вод в процессах испарения-конденсации

Описание. Эта модель основывается на допущении, что грязевулканические воды формируются и мигрируют в двухфазной системе «газ-

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> В этом случае относительно низкая минерализация грязевулканических вод Таманского полуострова (в среднем 14–15 г/л), а также зона гидрохимической инверсии, отмечаемая в водоносных комплексах майкопских слоев [Коллодий, 1971], могут не только являться результатом перераспределения воды в системах «вода–порода» или «вода–пар», но и быть унаследованными от опресненного палеобассейна.

вода». В зоне повышенных *РТ*-параметров межфазовое перераспределение изотопно-замещенных молекул должно приводить к обязательным сдвигам в изотопной системе вод. Однако механизмы этих процессов могут различаться. В природных условиях возможна реализация как равновесного процесса испарения–конденсации, типичного в основном для открытых систем, так и дистилляции–конденсации рэлеевского типа, характерного для псевдозакрытых, либо полностью закрытых систем.

В случае равновесного испарения и пар, и конденсат при температуре вплоть до критической точки воды дают на диаграмме  $\delta^{18}O-\delta D$  линию с наклоном, идентичным наклону линии метеорных вод [Majoube, 1971; Horita, Wesolowski, 1994]. Для объяснения полученных составов вод грязевых вулканов Тамани и Грузии, образующих на данной диаграмме тренд, резко отличающийся по наклону от линии метеорных вод, этот вариант не подходит. В результате, имеет смысл рассматривать только процессы испарения-конденсации рэлеевского типа. Составы воды, рассчитанные по соответствующим уравнениям испаренияконденсации [Hoefs, 2004; Horita, Wesolowski, 1994] образуют на диаграмме  $\delta^{18}O-\delta D$  прямые линии, наклон которых контролируется температурой процесса (рис. 7.35). Примечательно, что в данных координатах фигуративные точки изменения изотопного состава как остаточной жидкости при дистилляции паровой фазы, так и конденсата, располагаются вдоль одной и той же прямой. Это означает, что вода, прошедшая стадию дистилляции по такому механизму, наследует характерные изотопные сдвиги вне зависимости от того, является она дистиллятом или конденсатом.

На рис. 7.35 показана расчетная линия составов вод, генерирующихся при рэлеевской дистилляции–конденсации с наклоном, идентичным наклону тренда точек вод таманских грязевых вулканов. Наклон этой линии соответствует процессам дистилляции–конденсации, протекающим при температуре около 200 °C в псевдозакрытой системе (т.е. при дистилляции с удалением паровой фазы либо конденсации с удалением конденсата из сферы изотопного обмена). Исходным изотопным составом в этом расчете был принят предполагаемый состав вод майкопского палеобассейна ( $\delta D \approx -40\%$  и  $\delta^{18}O \approx -6\%$ ).

Комментарий. Процессы испарения-конденсации традиционно привлекались для объяснения особенностей изотопного состава грязевулканических вод [Есиков и др., 1979; Есиков, 1995; Селецкий, 1991]. В работе Ю.Б. Селецкого [1991] процессам рэлеевской дистилляции отводится определяющая роль в формировании изотопного состава воды в грязевых вулканах Азербайджана. Этот вывод основывался на резком отличии их изотопного состава от пластовых вод, вскрываемых скважинами. Однако следует заметить, что такое сравнение не всегда может быть правомерным, поскольку скважинами опробованы относительно неглубокие уровни (редко более 4 км), в то время как «корни» грязевых вулканов Азербайджана могут находиться на глубинах порядка 8 км и более [Рахманов, 1987; Холодов, 2002б].

Механизм формирования изотопного состава вод, предложенный в данной модели, согласуется с наблюдениями за деятельностью вулканов, которые фиксируют постоянное выделение спонтанных газов, временами принимающее катастрофический характер. На вулканических сопках также часто обнаруживаются сухие струи



**Рис. 7.35.** Температурная эволюция изотопных параметров воды по модели дистилляции-конденсации рэлеевского типа

1 — линия метеорных вод; 2 — расчетные линии изменения изотопного состава воды в процессе дистилляции-конденсации для различных температур; 3 — предполагаемые изотопные характеристики воды Майкопского палеобассейна (пояснение см. в тексте) газа и встречаются опресненные (конденсационные) воды. Эти наблюдения дают основание предполагать, что грязевулканические флюиды формируются и мигрируют в двухфазной системе «газ-вода», в которой соотношение объемов газообразной и жидкой фаз при их движении по грязевулканическому каналу постоянно меняется. В таких условиях процессы дистилляцииконденсации рэлеевского типа действительно могут оказывать определяющее влияние на изотопный состав вод, приводя к существенным изотопным сдвигам по сравнению с изотопным составом пластовых вод, циркулирующих в более стабильных условиях.

Поскольку флюид, сформировавшийся на бо́льших глубинах, должен претерпевать бо́льшее число актов испарения-конденсации по мере миграции к поверхности, можно ожидать наличие зависимости между глубиной флюидогенерации и степенью измененности изотопного состава воды. Многоактные процессы дистилляцииконденсации должны вызывать снижение концентрации растворенных солей (прежде всего галогенов), с одной стороны, а с другой — не препятствуют обогащению вод гидрокарбонатионом. Такое объяснение привлекалось В.В. Колодием [1971] как способ формирования химического состава конденсационных вод гидрокарбонатного натриевого типа, широко представленных в нефтегазоносных районах Южного Прикаспия и Таманского полуострова.

Положение фигуративных точек вулканов Южно-Нефтяного (Тамань) и Байда (Грузия) может быть объяснено в рамках данной модели процессами равновесного испарения–конденсации, наложенными в ходе транспорта и извержения вод. Изотопные сдвиги при этом будут параллельны линии метеорных вод. Это предположение не противоречит и особенностям химического состава данных образцов: они отличаются аномально низкой минерализацией и имеют характерные черты конденсационных вод.

Данная схема не лишена противоречий. Используя модель рэлеевской дистилляции, варьируя температурными параметрами системы, можно подобрать тренд, лучше всего соответствующий реальным взаимоотношениям величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  в воде грязевых вулканов (см. рис. 7.35). Однако температура (200 °C), полученная для расчетного тренда, оказывается заметно выше температур, преобладающих в оценках по гидрохимическим геотермометрам (50–100 °C). Кроме того, совпадение расчетного и наблюдаемого трендов подразумевает формирование всех грязевулканических вод (и Тамани, и Грузии) при одинаковых температурах.

Выявленная на Таманском полуострове пространственная зональность распределения величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , по-видимому, тоже не очень хорошо согласуется с таким механизмом формирования грязевулканических вод. Совершенно очевидно, что в предложенной модели велика роль случайных факторов и, прежде всего, соотношения объемов жидкой и газообразной фаз. Поэтому трудно представить корреляцию этих параметров с удаленностью грязевого вулкана от горного сооружения Большого Кавказа.

Таким образом, модель рэлеевской дистилляции–конденсации, на первый взгляд лучше всего описывающая направленность изменения изотопного состава воды, не учитывает вариаций температур формирования флюидов, фиксируемых по температурно-зависимым компонентам водной (Li/Na Na/K, Mg/Li,  $\delta^{11}$ B и т.д.) и газовой ( $\delta^{13}$ C(CH<sub>4</sub>)) фаз грязевулканических выбросов и не объясняет наблюдаемую латеральную зональность изотопных характеристик вод.

# Постседиментационное преобразование опресненной морской воды в процессах комбинированного переуравновешивания

Описание. Здесь предполагается изменение опресненной морской воды ( $\delta D \approx -40\%$  и  $\delta^{18}O \approx$ -6‰) в замкнутом объеме пород под воздействием процессов литогенеза без привлечения вод постороннего происхождения. В отличие от первого варианта, в данном случае необходимо объяснить изменение не только изотопного состава кислорода, но и водорода воды. Как обсуждалось в первом варианте, закономерным процессом преобразования осадочного материала на глубине является дегидратация и перекристаллизация минералов. Перекристаллизация смектита в иллит сопровождается выделением утяжеленных по  $\delta^{18}$ О рыхло- и прочносвязанных вод, ассоциирующихся со смектитом. Утяжеление воды по б<sup>18</sup>О может быть также вызвано и взаимодействием вод с карбонатами осадочных пород.

Также известно, что температурные условия, при которых проходит иллитизация смектита, совпадают с температурными условиями активной фазы нефтегазогенерации («нефтяного окна»). Вероятно, в процессе синтеза нефти и метана из твердых и воднорастворимых органических соединений создаются благоприятные условия для обогащения вод дейтерием.

Таким образом, можно предположить, что поровые (морские) воды вовлекались в процесс изотопного обмена с двумя основными буферирующими компонентами: для изотопнокислородной системы буферирующей фазой являются глинистые минералы, для изотопноводородной системы — метан. Обмен с глинистыми минералами приводит к утяжелению изотопного состава кислорода, обмен с метаном к возрастанию величин δD.



**Рис. 7.36.** Зависимость изотопного состава кислорода воды от Mg-Li-температур для Тамани (*1*) и Грузии (*2*)

Условные обозначения к рис. 7.36–7.38 Линии — изменение величины  $\delta^{18}$ О во-

ды, равновесной при разных температурах с иллитом, имеющим значения  $\delta^{18}O$ : 15, 20 и 25‰ относительно SMOW





**Рис. 7.37.** Зависимость изотопного состава водорода воды от Mg-Li-температур

Линии — изменение величины δD воды, равновесной при разных температурах с метаном, имеющим значения δD: -60, -70 и -80‰ относительно SMOW.

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.36

**Рис. 7.38.** Температурная эволюция изотопных параметров воды, находящейся в равновесии с иллитом и метаном

Пунктир — линия метеорных вод. Цифры — температура изотопного переуравновешивания, °С. Для расчета взяты три варианта изотопных параметров  $\delta D_{\text{метан}}$  и  $\delta^{18}O_{\text{иллит}}$ : (–60 и +15), (–70 и +20), (–80 и +25) ‰ относительно SMOW (см. рис. 7.36 и 7.37).

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.36

Роль этих процессов можно оценить расчетным путем, задав температурные условия в соответствии с имеющейся совокупностью данных о коэффициентах фракционирования изотопов кислорода и водорода в системах «иллит–вода» и «метан–вода» [Eslinger et al., 1979; Bottinga, 1969]. Температурные характеристики формирования грязевулканических вод нам достоверно не известны, для данного расчета использованы оценки по гидрохимическим геотермометрам [Лаврушин, Корf и др., 2003].

Результаты расчета изотопного состава кислорода и водорода формационных вод, находящихся в равновесии с иллитом и метаном, приведены на рис. 7.36 и 7.37. Из рисунков видно, что соответствие расчета имеющимся данным для таманских грязевулканических вод имеет место, если изотопный состав иллита в среднем отвечает интервалу величин  $\delta^{18}$ O от 15 до 25‰ (см. рис. 7.36), а изотопный состав водорода метана отвечает интервалу величин  $\delta$ D от -80 до -60‰ (см. рис. 7.37). На обобщенной диаграмме  $\delta^{18}$ O- $\delta$ D (рис. 7.38) линии равновесного обмена иллит-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O занимают положение, близкое к тренду составов вод грязевых вулканов, однако не совсем ему соответствуют.

Это может быть связано с неполным изотопным обменом в природных условиях, в отличие от расчета, где степень изотопного обмена принималась равной 100%. Неточное соответствие принятой модели может быть также результатом погрешности в определении температур формирования вод по гидрохимическим геотермометрам.

Комментарий. Как было сказано выше, иллитизация смектита сопровождается двумя конкурирующими процессами: десорбцией химических элементов из обменного комплекса глин с соответствующим обогащением вод микрокомпонентами и снижением солевой нагрузки (концентрации макрокомпонентов) поровых вод за счет увеличения объема растворителя. С этой точки зрения, наблюдаемые соотношения величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  с концентрациями галогенов в рамках данной модели вполне объяснимы (см. рис. 7.31, *a–e*).

Прямая корреляция изотопного состава водорода воды с концентрацией HCO<sub>3</sub>-иона<sup>4</sup> (см. рис. 7.32, *a*, *б*) может указывать на взаимосвязь изменения изотопного состава воды и степени преобразования органического вещества в литогенезе, поскольку углекислота, регулирующая концентрацию  $HCO_3^-$ , является одним из продуктов синтеза углеводородов. Это также находится в согласии с предложенным вариантом, рассматривающим роль органического вещества в формировании изотопных параметров вод.

На первый взгляд общий тренд для проб воды, отобранных на Таманском полуострове и в Восточной Грузии (см. рис. 7.30), сильно различающихся по химическому составу, плохо укладывается в рамки данного варианта. Рассматриваемые процессы формирования изотопнотяжелых вод кажутся достаточно специфическими, поскольку зависят от состава и проницаемости вмещающих пород, наличия/отсутствия органики, т.е. факторов достаточно локального характера. Однако это противоречие снимается, если придерживаться представлений о генетической взаимосвязи грязевого вулканизма с процессами синтеза углеводородов, протекающими синхронно с минеральными преобразованиями мощных толщ глинистых пород [Губкин, Фёдоров, 1938; Холодов, 20026]. Иными словами грязевой вулканизм возникает только там, где достигается необходимое соотношение мощности глинистых пород и интенсивности нефтегазогенерации.

В отличие от модели рэлеевской дистилляции-конденсации, вариант «комбинированного изотопного переуравновешивания» базируется на вполне реальных температурных параметрах формирования вод. В связи с этим находит объяснение общая географическая зональность изотопных параметров воды и других температурно-зависимых компонентов грязевулканических выбросов (например,  $\delta^{13}C(CH_4)$ и б<sup>11</sup>В глин) (см. рис. 7.34, *а-г*). Эти зональности могут отражать как увеличение глубин флюидогенерации, так и возрастание теплового потока с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. Таким образом, наблюдаемые химические и изотопные составы грязевулканических вод не противоречат представлениям о формировании их изотопного состава в результате совокупного воздействия процессов иллитизации смектита и синтеза углеводородов, протекающих при различных температурах.

Следует также отметить, что реальные изотопные характеристики величин  $\delta D$  в метане и  $\delta^{18}O$  в иллите вулканов Тамани нам неизвестны. Если интервал значений  $\delta^{18}O$  для иллита в общем типичен для этого минерала, то значе-

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Концентрация иона  $HCO_3^-$  в водах грязевых вулканов достигает 6,2 г/л. Однако следует заметить, что реальная концентрация этого иона может быть несколько ниже, поскольку в данном случае под ее значением мы понимаем величину щелочности (сумма слабых кислот: угольной, борной и органических), обычно выражаемой в миллиграмм-эквивалентах на литр, но в данном случае пересчитанной на концентрацию  $HCO_3^-$ .

ния  $\delta D$ , принятые в расчетах ( $-80 \div -60\%$ ) могут быть сильно завышены. Основанием для такого предположения служат результаты исследований величин  $\delta D$  в метане грязевых вулканов Туркмении и Азербайджана, где они меняются в интервале  $-236 \div -159\%$  [Ерохин, Титков, 1982; Валяев и др., 1985].

Впрочем, такое несоответствие для данной модели не является критичным, поскольку, как отмечалось выше, в грязевулканических резервуарах изотопный обмен в системе «метан-вода» может протекать не полностью, тогда как теоретический тренд рассчитывался, исходя из предположения об изотопном равновесии газовой и минеральной фаз с водой. Рассмотренные варианты формирования изотопных параметров грязевулканических вод Тамани и Грузии — результат формализации природных вариаций в соответствии с топологией диаграммы  $\delta^{18}O-\delta D$ . В связи с этим ни один из них не может полностью объяснить все имеющиеся геохимические и геологические характеристики грязевулканической деятельности. Можно лишь предположить, что наиболее близко соответствуют реальным наблюдениям два последних варианта эволюции изотопных параметров водной фазы грязевулканических выбросов. Совершенно очевидно, что эти процессы в природе протекают не изолированно, а могут накладываться друг на друга. Их разумное сочетание, вероятно, позволит исключить отмечаемые выше противоречия результатов расчетов с некоторыми геохимическими данными.

Наконец, отметим, что рассмотренные в работе механизмы формирования изотопных характеристик вод грязевых вулканов, по-видимому, являются далеко не единственными. Например, миграция газоводных флюидов в пористых средах может сопровождаться мембранными эффектами, однако учесть их влияние на изотопный состав воды весьма затруднительно.

#### \* \* \*

Полученные данные позволяют определить происхождение различных компонентов грязевулканических флюидов и получить представление о *PT*-условиях их формирования.

Реконструкция температурного режима формирования грязевулканических флюидов с помощью геотермометров в какой-то мере компенсирует пробел в наших знаниях о глубинах формирования грязевулканических систем и проясняет некоторые дискуссионные моменты, касающиеся особенностей их химического и изотопного состава. Сопоставляя геохимические особенности грязевулканических выбросов с расчетными температурами, удалось доказать, что обогащение сопочных вод некоторыми микрокомпонентами (например, Li и B) происходит в результате увеличения температур взаимодействия в системе «вода-порода» и не связано с гипотетической разгрузкой флюидов эндогенного происхождения [Лагунова и др., 1978].

То же самое касается и особенностей изотопного состава углерода метана и углекислоты. Линейная корреляция между  $\delta^{13}$ С в газах и расчетными температурами (см. рис. 7.25) дает основание считать, что утяжеление изотопного состава углерода происходит в результате постседиментационных преобразований органического вещества. Кажется, что он может отражать увеличение  $\delta^{13}$ С в газах, происходящее по мере расходования реакционноспособных форм органических соединений в литогенезе. Любопытно, что, в отличие от грязевых вулканов, подобные эффекты не сказываются на изотопном составе CO<sub>2</sub> углеводородных залежей Кавказского региона.

По-видимому, такие различия связаны с условиями циркуляции грязевулканических флюидов. В отличие от залежей, которые накапливают углеводороды, грязевулканические резервуары можно рассматривать как открытые (или частично открытые) газогенерирующие системы. В них создаются условия для постоянного оттока газообразных продуктов разложения органического вещества. В таких условиях каждая последующая порция метана и углекислоты может иметь более тяжелый изотопный состав (легкий углерод расходуется быстрее). По мере погружения осадков эти тенденции должны усиливаться, что будет также соответствовать росту температуры флюидогенерации. Поэтому величины  $\delta^{13}C(CO_2)$  и  $\delta^{13}C(CH_4)$  в газах Тамани коррелируют не только с геотермометрами, но и между собой.

Впрочем, такой механизм тоже не является универсальным, поскольку не объясняет часто наблюдаемых вариаций  $\delta^{13}C(CH_4)$  и  $\delta^{13}C(CO_2)$  в соседних сальзах одного вулкана. Возможно, более важную роль здесь играют процессы изотопного фракционирования углеводородов и  $CO_2$  в двухфазной системе «газ–вода», происходящие при их транспортировке по грязевулканическому каналу. Одним из следствий этого может быть также генерация метана (и углекислоты) из различных по молекулярному весу, и, соответственно, изотопному составу, фракций углеводородов [Буачидзе, Мхеидзе, 1989].

Суммируя обсуждение результатов, можно сформулировать основные выводы.

1. Грязевулканические воды Таманского полуострова и Грузии характеризуются диапазоном величин  $\delta^{18}$ O (0,7÷10,0% $_{o}$ ) и  $\delta$ D (-37÷-13% $_{o}$ ). Как на Таманском полуострове, так и в Кахетии, в распределении величин  $\delta$ D и  $\delta^{18}$ O отмечается общая закономерность — изотопный состав грязевулканических вод утяжеляется с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. В том же направлении изменяется химический тип грязевулканических вод от хлоридногидрокарбонатного натриевого к гидрокарбонатному натриевому («содовому»).

2. Значения δD и δ<sup>18</sup>O коррелируют с температурами флюидогенерации, рассчитанными по гидрохимическим геотермометрам. Очевидно, что утяжеление изотопного состава грязевулканических вод является температурно-зависимым процессом.

3. Отмечены прямые корреляции величин δD и  $\delta^{18}$ O с концентрациями щелочных и щелочноземельных металлов, бора, НСО<sub>3</sub> и обратные с концентрациями ионов галогенов (Cl<sup>-</sup>, Br<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>). Они, по-видимому, указывают на активную роль в формировании изотопного состава воды процесса иллитизации смектита, сопровождающегося выделением рыхло-прочносвязанной воды и десорбцией микрокомпонентов из обменного комплекса смектита. Зависимость изотопных параметров от концентрации НСО<sub>3</sub> в растворе также указывает на вероятную связь с процессами преобразования органического вещества в литогенезе. Наличие обратной корреляции величин  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  воды с изотопным составом бора ( $\delta^{11}$ B), входящего в обменный комплекс глин, подтверждает предположение о влиянии процесса перехода смектита в иллит на изотопный состав вод.

4. В рамках рассмотренных вариантов механизма формирования изотопного состава грязевулканических вод реконструированы изотопные характеристики воды древнего морского бассейна (Паратетиса), питающей грязевулканические системы Тамани и Грузии. Вероятно, это был опресненный бассейн, вода которого характеризовалась значениями  $\delta D \approx -40\%$  и  $\delta^{18}O \approx -6\%$ .

5. Показано, что вода грязевулканических систем активно участвует в процессах постседиментационного преобразования минерального и органического вещества, что приводит к изменению ее изотопного и химического состава. Таким образом, вода не является инертным компонентом, каким ее можно было бы представлять при формальном рассмотрении гипотез о формировании грязевых вулканов в обстановках тектонической коллизии или уплотнения мощных молассовых толщ.

6. Полученные данные лучше всего согласуются с гипотезами «газового» и/или «элизионного» происхождения грязевулканических систем. При этом модельными расчетами показано, что изотопное переуравновешивание в системе «иллит-метан-вода» оказывает не менее сильное влияние на изотопный состав воды, чем процессы рэлеевской дистилляции-конденсации. Совокупностью этих процессов можно объяснить практически все изотопно-геохимические особенности грязевулканических выбросов.

7. Формирование грязевулканических вод происходит при температурах от 45 до ~170 °C. В исследуемых регионах это соответствует глубинам от ~1 до 4,5 км. На таких уровнях здесь залегают слои майкопской и ширакской свит. Отмечено, что как на Тамани, так и в Восточной Грузии вода вулканов, ближе всего расположенных к горному сооружению Большого Кавказа, формировалась при более высоких температурах.

8. С температурами, рассчитанными по гидрохимическим геотермометрам (Na-Li- и Mg-Li-), коррелируют концентрации многих элементов солевого состава (Li, Rb, Cs, Sr, Ba, B, I, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>). Это указывает на определяющую роль температуры в процессе формирования химического состава грязевулканических вод при взаимодействии в системе «вода-порода».

9. Существуют заметные различия геохимических характеристик жидких и твердых продуктов извержений вулканов Среднекуринского и Индоло-Кубанского бассейнов. Судя по спектрам РЗЭ в глинистых фракциях пульпы, в заполнении Среднекуринской впадины заметную роль играл материал вулканогенного (вулканогенно-осадочного) происхождения.

10. В каждом грязевулканическом районе по глинистым фракциям выявляются сходные минералогическая и химическая зональности относительно главных структурных элементов региона (горного сооружения Большого Кавказа).

11. Распределение  $\delta^{11}$ В величин (впервые определенных в воде и глинах грязевых вулканов Кавказа) также имеет зональный характер — минимальные значения  $\delta^{11}$ В (и в глине и в воде) характерны для предгорных районов. К центральным частям бассейнов они увеличиваются. Такая зональность может отражать повышение

температур флюидогенерации с приближением к горному сооружению Большого Кавказа.

12. Величины  $\delta^{11}$ В коррелируют с температурами, рассчитанными по гидрохимическим геотермометрам, и значениями  $\delta^{13}$ С в спонтанных газах (CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>). Столь тесная взаимосвязь геохимических характеристик твердых, жидких и газообразных составляющих выбросов грязевых вулканов указывает на их поступление из единого (геохимически уравновешенного) резервуара.

13. Исследования изотопов гелия в газах грязевых вулканов доказывают коровое происхождение углеродсодержащих газов (CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub>). Таким образом, грязевой вулканизм (и скопления углеводородов в осадочных бассейнах региона) не может быть следствием «глубинной дегазации Земли».

14. Источником грязевулканических газов является кора. Однако в районах проявления магматической активности, фиксируемой по повышенным значениям  ${}^{3}$ He/ ${}^{4}$ He, изотопный состав углерода метана заметно утяжеляется. Очевидно, это явление связано с аномальным прогревом пород, вызванным активностью мантии, что приводит к увеличению доли высокотемпературного (изотопно-тяжелого) метана. Этот вывод является следствием связи величины *R* и теплового потока [Поляк, 1988] и согласуется с результатами реконструкции температур флюидогенерации по гидрохимическим геотермометрам.

15. Появление «ультратяжелой» углекислоты в грязевулканических газах не связано с влиянием магматических (мантийных) эманаций. Ее происхождение может быть результатом изотопного фракционирования в результате многоактной подземной дегазации и неравновесных условий разгрузки флюида.

В заключение следует заметить, что интерпретация некоторых результатов не всегда может быть однозначной. Например, по гидрохимическим геотермометрам удалось оценить глубины формирования грязевулканических вод в диапазоне от ~1 до 4,5 км. Но мы не знаем, насколько точно эти цифры отражают истинную глубину заложения «корней» грязевых вулканов (в первую очередь это касается оценок максимальных глубин).

Ответ на этот вопрос во многом зависит от принимаемой модели формирования грязевулканических систем. Например, если считать, что сопочные воды разгружаются из зоны аномально высокого пластового давления (АВПД), сформировавшейся под влиянием каких-либо процессов в некотором объеме пород (грязевулканическом резервуаре), то полученные оценки температур и глубин можно с уверенностью приписать исходному резервуару. В этом случае из-за более высокого гидродинамического давления в канале вулкана, сообщающегося с зоной АВПД, поступление в него вод из субповерхностных водоносных горизонтов практически исключено. В пользу такой модели косвенно свидетельствуют многочисленные геохимические корреляции, обсуждаемые выше.

Несколько иные выводы можно сделать, если считать, что «движущей» силой грязевого вулканизма является сухой газ из разрушающихся газовых залежей, вскрытых тектоническими нарушениями (модель «газового» вулканизма). В этом случае, поднимающийся к поверхности поток газа способен создавать эффект эрлифта, захватывая воду (и грязь) из вышележащих пластов. Такая система будет открыта для притока воды, газа и пульпы из вышележащих слоев. В этом случае, полученные оценки температур могут рассматриваться как минимальные из возможных.

О существовании вулканов такого типа говорят, хотя и редкие, находки конденсационных вод (например, вулканы Байда и Южно-Нефтяной), а также разгрузка «сухого» газа на некоторых вулканах. Возможно, что оба эти механизма сосуществуют в природе. Поэтому полученные нами результаты ни в коей мере не ставят точку в понимании многих дискуссионных проблем, связанных с явлением грязевого вулканизма.

#### Заключение

Региональные особенности флюидного режима Большого Кавказа подчеркивают структурный план региона, возникший в результате внутриконтинентальной коллизии. Это прежде всего относится к газовой зональности, в которой распространение азотно-метановых термальных вод маркирует амагматические районы с высокими скоростями вертикальных движений. Углекислые воды в основном приурочены к области плиоцен-четвертичного вулканизма, расположенной в центральном секторе горной системы.

Специфика флюидного режима Большого Кавказа обусловлена тем, что в коллизионном ансамбле участвуют континентальные плиты, имеющие мощный осадочный чехол, мезозойский этаж которого вовлечен в процессы горообразования, а кайнозойский в основном заполняет предгорные и межгорные впадины. Мощность кайнозойских отложений достигает нескольких километров. В их толще формируются месторождения нефти и газа. Однако из-за активного тектонического воздействия нефтегазовые покрышки теряют свою целостность, что в конечном итоге способствует формированию грязевулканических систем.

Данные об изотопном составе гелия в газоводных флюидах региона позволяют получить независимым методом объективную информацию о масштабах распространения и об источниках магматических расплавов плиоценчетвертичных вулканических центров. Характер соотношения величин <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в газах и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в вулканитах (см. рис. 4.2) однозначно указывает на поступление расплава из верхней мантии и его контаминацию коровым материалом. Эти данные дают дополнительную информацию для анализа имеющихся геодинамических моделей формирования региона и для выяснения генезиса силикатных расплавов, образовавшихся на коллизионном этапе развития региона. Например, имеющиеся изотопные характеристики вулканитов и газов плохо согласуются с представлениями об образовании вулканитов в результате внутрикорового плавления [Короновский, Демина, 1996, 2007] или при участии силикатного расплава нижнемантийного происхождения [Бубнов, 2003; Ершов и др., 2001; Ершов, Никишин, 2004].

Исследования изотопов гелия в газах грязевых вулканов показало, что их формирование не связано с магматизмом — с «глубинной дегазацией Земли». Флюиды грязевых вулканов имеют коровое происхождение, генетически связанное с осадочным циклом преобразования органического вещества.

Сравнение изотопных и химических характеристик грязевулканических вод и минеральных источников Большого Кавказа показывает кардинальные различия в условиях их формирования. В горных районах преобладают воды трещинного типа, имеющие инфильтрационное питание. Они сохраняют изотопные характеристики воды атмосферных осадков, выпавших на соответствующих высотах. Однако при этом оценки температур флюидогенерации по гидрохимическим геотермометрам показывают, что солевой комплекс минеральных вод формируется на глубинах не менее 1,5 км. Их газовая фаза имеет смешанное происхождение — в ней участвуют магматогенные и метаморфогенные компоненты (СО<sub>2</sub>, Не), коровые (СН<sub>4</sub>) и атмосферные газы (N<sub>2</sub>, Ar, Ne). Таким образом, углекислые воды представляют собой разнокомпо-

#### Заключение

нентную смесь, составные части которой имеют различный генезис.

Воды грязевых вулканов, напротив, формируются в едином геохимически уравновешенном резервуаре, диапазон глубин (~1,5÷~4,5 км) которого соответствует положению в разрезе Индоло-Кубанского прогиба и Среднекуринской впадины слоев майкопской и ширакской свит.

Другим важным аспектом исследования грязевулканических систем Кавказского региона является выявление латеральной геохимической зональности, сформированной температурнозависимыми характеристиками флюидов:  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  (в воде), гидрохимическими геотермометрами (Mg-Li и Na-Li),  $\delta^{11}B$  в глине,  $\delta^{13}C(CH_4)$  и т.д. Все они указывают на увеличение температур флюидогенерации с приближением к горному сооружению Большого Кавказа. Это может быть результатом региональной термоаномалии, связанной с формированием горного сооружения Большого Кавказа.

В конечном итоге проведенные исследования позволяют сформулировать следующие выводы.

1. Углекислые воды Большого Кавказа представляют собой гетерогенную систему, компоненты которой имеют разный генезис. По изотопному составу гелия и углерода СО<sub>2</sub> газы минеральных вод близки к газам верхней мантии, однако, судя по высоким значениям СО<sub>2</sub>/Не, на один-три порядка превышающим значения в MORB, доля метаморфогенной CO<sub>2</sub> значительно превышает магматогенную. Примесь метана в газах имеет коровое происхождение, и его повышенные концентрации маркируют надвиговую структуру Главного хребта. В питании источников доминирует атмогенная составляющая. В изотопном составе воды видны следы высотной зональности, типичной для современных атмосферных осадков. Отмечены признаки термической активности, приуроченные к центрам плиоцен-четвертичного вулканизма.

2. Метановые флюиды грязевых вулканов представляют собой гомогенную систему, все компоненты которой (газ, вода, солевая нагрузка) имеют коровый источник и формируются в едином резервуаре в верхних этажах осадочной толщи. Формирование изотопного состава воды грязевых вулканов лучше всего описывается моделью изотопного уравновешивания в системе «вода–иллит–метан». Эта модель согласуется с локальными оценками температур флюидогенерации и основными изотопно-химическими характеристиками газоводных флюидов (химическим составом воды и величинами  $\delta^{11}$ В и  $\delta^{13}$ С(CH<sub>4</sub>), что доказывает элизионный генезис грязевулканических систем.

3. Высокие величины <sup>3</sup>Не/<sup>4</sup>Не в Кавказском регионе отмечают области внедрения силикатного расплава в кору. Таким способом выяснена конфигурация магматической камеры Эльбруса, подтверждено наличие молодого интрузивного тела в разрезе Среднекуринской впадины и определена северная граница Казбекской области новейшего вулканизма. Последняя, в отличие от Эльбрусской, не распространяется на Скифскую плиту, а ограничивается Передовым хребтом Большого Кавказа.

4. Геохимические характеристики травертинов позволяют реконструировать некоторые особенности древних флюидных систем — минерализацию воды, спектр РЗЭ, концентрацию некоторых элементов-примесей, а также дать оценку температуры флюидогенерации. Однако они непригодны для определения изотопного состава углерода спонтанно выделяющейся CO<sub>2</sub> и кислорода воды из-за кинетических эффектов фракционирования изотопов в системе «вода– CaCO<sub>3</sub>–атмосфера».

В заключение хотелось бы отметить, что полученные результаты не ставят точку в исследовании минеральных вод региона. Осталось довольно много вопросов, которые автор, не располагая соответствующими химико-аналитическими данными, вынужден был оставить за рамками данной работы. В частности, несомненный интерес вызывают данные по обогащению минеральных вод Главного хребта бором, литием и другими специфическими компонентами. Также нет полной ясности по вопросу происхождения избыточного азота в углекислых водах Большого Кавказа. Проведение изотопных исследований этих элементов, вероятно, способствовало бы расширению наших знаний об источниках их высоких концентраций и геологических процессах, происходящих в недрах региона.

### Литература

- Абих Г.В. О появившемся на Каспийском море острове и материалы к познанию грязевых вулканов Каспийской области // Тр. Геол. ин-та АзАН СССР. 1939. Т. 13, № 9. С. 21–118.
- Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
- Авдулов М.В. О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса // Изв. АН ССР. Сер. геол. 1962. № 9. С. 67–74.
- Авдулов М.В, Короновский Н.В. О геологической природе Эльбрусского гравитационного минимума // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1993. № 3. С. 94–101.
- Авдусин П.П. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции: Петрографические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 192 с.
- Адамия Ш.А. Особенности строения земной коры и верхней мантии Кавказа и его связь с современными структурами // Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985. С. 151–169.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 13–21.
- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакуридзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3–15.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Твалчрелидзе Г.А. Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 19–29.
- Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: ГИ Кол. фил. АН СССР, 1988. 140 с.

- Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Войтов Г.И. Новое об изотопном составе углерода углеродистых газов некоторых грязевых вулканов Таманской грязевулканической провинции // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 2. С. 227–230.
- Альбов С.В. К вопросу о молодом вулканизме в Керченско-Таманской области // Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973. С. 109–112.
- Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л. Новейшая гранитоидная вулкано-плутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 5. С. 1157–1160.
- Арбузкин В.Н., Фельдман И.С., Трофименко Е.А. Результаты первого этапа электроразведочных работ АМТЗ и МТЗ в Геналдонском ущелье // Вестн. Владикавказ. НЦ РАН, 2004. Т. 4, № 3. С. 12–24.
- Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г. Мезозойско-кайнозойский субщелочный интрузивный магматизм осевой части Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 19–45.
- Ахмедов Г.А., Куликов В.И., Керимов К.М. Геофизические поля и глубинное строение юго-восточного Кавказа // Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985. С. 33–43.
- Балашов Л.С. Геохимия редкоземельных элементов. М: Наука, 1976. 267 с.
- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. М.: Геоминвод; ЦНИИ КиФ, 1968. 120 с.
- Белоусов В.В., Яроцкий А.Л. Грязевые сопки Керченско-Таманской области, условия их возникновения и деятельности. М.: ОНТИ НКГП СССР, 1936. 154 с.

- Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Газеев В.М. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1: Вулканизм. М.: МПНТ РФ, 2002. С. 291–320.
- Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулержицкий Л.Д., Катов Д.М., Пурига А.И. Радиоуглеродное датирование голоценовых извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ, Россия) // Докл. РАН. 1998. Т. 363, № 2. С. 219–221.
- Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г., Сулержицкий Л.Д., Кощуг Д.Г., Грюн Р. Катастрофическая плейстоценовая и голоценовая активность вулканического центра Эльбрус (Северный Кавказ, Россия): События и хронология по данным <sup>14</sup>С, ЭПР и К-Аг датирования // Вулканология и сейсмология. 2001. № 2. С. 3–17.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 300 с.
- *Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С.* Природные газы Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 155 с.
- Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа: Автореф. ... дис. канд. геол.минерал. наук. М., 2003. 27 с.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Покровский Б.Г. Изотопные системы Sr, Nd и O как индикаторы происхождения и эволюции новейших лав Эльбрусской вулканической области Большого Кавказа: Тез. докл. XIV симпоз. по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова, 19–21 октября 1995 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1995. С. 28–29.
- Бычков А.Ю., Костенко О.Е., Лаврушин В.Ю., Кулешов В.Н. Физико-химическая модель формирования изотопного состава карбонатных травертинов источника Тохана (Приэльбрусье, Северный Кавказ) // Геохимия. 2007. № 3. С. 269–281.
- Валяев Б.М., Гринченко Ю.И., Ерохин В.Е., Прохоров В.С., Титков Г.А. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.
- Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. 288 с.
- Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135–156.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 4, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 651 с.

- *Ветитейн В.Е.* Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
- Ветитейн В.Е., Гуцало Л.К., Малюк Г.А., Мирошниченко А.Г. К вопросу о происхождения подземных вод осадочной толщи Днепрово-Донецкой нефтегазоносной провинции по данным изотопного состава кислорода и водорода // Геохимия. 1973. № 3. С. 327–338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С. Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
- Войтов Г.И. О химических и изотопно-углеродных нестабильностях грифонных газов грязевых вулканов (на примере Южно-Каспийской и Таманской грязевулканической провинций) // Геохимия. 2001. № 4. С. 422–433.
- Войтов Г.И., Газалиев И.М., Шахпазов И.М. Отношения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в газовых струях Дагестана и Дагестанского клина // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 2. С. 464–468.
- Войтов И.Г., Коробейник Г.С., Миллер Ю.М., Потапов Е.Г., Рудаков В.П. Новые данные об изотопном составе углерода в спонтанных газах Кавказских Минеральных Вод // Докл. РАН, 1993. Т. 333, № 3. С. 380–384.
- Войтов И.Г., Коробейник Г.С., Миллер Ю.М., Потапов, Е.Г., Яковлева М.П. Особенности химизма и изотопно-углеродные нестабильности спонтанных газов Пятигорского месторождения минеральных вод // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 4. С. 540–542.
- Войтов И.Г., Миллер Ю.М., Мурогова Р.Н., Потапов Е.Г., Рудаков В.П. О химических и изотопно-углеродных нестабильностях спонтанных газов Нагутского месторождения минеральных вод // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 5. С. 666–669.
- Войтов И.Г., Миллер Ю.М., Мурогова Р.Н., Потапов Е.Г., Яковлева М.П. Об изотопном составе углерода CO<sub>2</sub> спонтанных газов Кисловодского месторождения минеральных вод // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 5. С. 681–683.
- Войтов Г.И., Осика Д.Г., Карпов В.П., Есиков А.Д., Осика Л.Д., Сергеев Н.К. О внутрисуточном ходе химического состава газов и содержании изотопа <sup>13</sup>С в СН<sub>4</sub> и СО<sub>2</sub> в сейсмически активной зоне (Южный Дагестан) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1244–1247.
- Врублевский М.И. О геотермических условиях и формировании температуры минеральных вод Центрального Кавказа // Вестн. ЛГУ. 1954. № 10. С. 119–123.
- Врублевский М.И. Углекислые воды долины р. Кубань (Карачаево-Черкесская автономная область) // Вестн. ЛГУ. 1959. № 12. С. 22–33.

- Врублевский М.И. Минеральные воды Центрального Кавказа. Л.: Изд-во ЛГУ, 1962. 252 с.
- Врублевский М.И. Углекислые воды Абхазо-Краснополянской провинции. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. 72 с.
- Врублевский М.И., Молева В.А. Минеральные источники Верхней Сванетии // Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 278–321. (Тр. СОПС АН СССР; Вып. 24, ч. 2).
- Гаврилов Ю.О., Головин Д.И., Панов Д.И., Талицкий В.Г. Постдиагенетические изменения вещественных и структурно-текстурных характеристик терригенных толщ при формировании складчатого сооружения Большого Кавказа // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 119–123. (Материалы XXXIV тектонич. совещ.; Т. 1).
- Газалиев И.М., Есиков А.Д., Фридман А.И., Кучер М.И. Изотопная характеристика углерода метана и углекислоты минеральных вод Дагестана в связи с решением генетических и поисковых задач // Материалы по гидрохимии Дагестана. Махачкала: Изд-во ДФ АН ССР: Ин-т геологии, 1982. Вып. 26. С. 30–44.
- Газалиев И.М., Прасолов Э.М. О мантийной составляющей газовых струй Дагестана по изотопным данным // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 5. С. 1218–1221.
- Газеев В.М., Сазонова Л.В., Богатиков О.Л., Гурбанов А.Г., Носова А.А., Наркисова В.В. Минеральный состав и петрогенезис плестоценовых вулканитов Эльбруса // Современные математические и геологические модели в задачах прикладной геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 347–375.
- *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
- Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.
- Галимов Э.М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А., Махин А.И. Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // Геохимия. 1994. № 1. С. 74–76.
- Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35–40.
- Гаретовская И.В., Краснопевцева Г.В., Сизов А.В., Файтельсон А.Ш., Щукин Ю.А. Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов // Основные проблемы сейсмотектоники / Ред. Ю.А. Щукин. М: Наука, 1986. С. 205–119.

- Гемп С.Д., Дуброва Н.В., Несмелова З.Н., Бекетов В.М., Ходькова И.А. Изотопный состав углерода углеродсодержащих газов (СН<sub>4</sub> и СО<sub>2</sub>) грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1970. № 2. С. 243–247.
- Гемп С.Д., Лагунова И.А. Связь грязевого вулканизма с эндогенными процессами // Влияние эндогенных факторов на формирование залежей нефти и газа. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 75–97.
- *Гемп С.Д., Лагунова И.А., Несмелова З.Н.* Особенности формирования газового состава грязевых вулканов // Геохимия. 1979. № 12. С. 1859–1867.
- Геологическая карта Кавказа / Гл. ред. Д.В. Наливкин. М.: МГ СССР, 1976.
- Греков И.И., Кропачев С.М., Момот С. П., Корень Т.К. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа // Сов. геология. 1974. № 2. С. 77–85.
- Губкин И.М., Федоров С.Ф. Грязевые вулканы Совеского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 44 с.
- *Гулиев И.С., Фейзуллаев А.А., Гусейнов Д.А.* Изотопный состав углерода углеводородных флюидов Южно-Каспийской мегавпадины // Геохимия. 2001. № 3. С. 271–278.
- Гуляева Л.А. Бор грязевых вулканов // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.;Л.: Издво АН СССР, 1939. С. 103–123.
- *Гурбанов А.Г.* Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардывачской интрузии на Кавказе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972. № 9. С. 24–39.
- *Гущенко И.И.* Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 475 с.
- Демина Л.И., Короновский Н.В. Эволюция магматических расплавов в условиях континентальной коллизии // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1998. Вып. 1. С. 106–121.
- Дислер В.Н. Возможные направления эволюции углекислых вод и азотных терм областей новейшего горообразования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 3. С. 114–124.
- Дислер В.Н., Автандилова Н.И. О принципах и методах палеосейсмических реконструкций по травертинам на примере углекислых гидротерм Гарм-Чашма (Юго-Западный Памир) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 683–687.
- Дислер В.Н., Коновалова Н.И. О показателях температуры образования травертинов на Памире // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 20, вып. 4. С. 127–130.
- Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5.С. 94–106.

- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: Смектиты, смешаннослойные образования. М.: Наука, 1990. 214 с.
- Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Авдеенко А.С. Механизмы формирования изотопного состава вод грязевых вулканов: Тез. докл. XVII симпоз. по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. 6–9 дек. 2004 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 82–83.
- Дубинина Е.О., Лаврушин В.Ю., Коваленкер В.А., Авдеенко А.С., Степанец М.И. Изотопы кислорода и водорода в минеральных источниках Приэльбрусья // Геохимия. 2005. № 10. С. 1078– 1089.
- Ерохин В.Е., Титков Г.А. Первые результаты изучения изотопного состава водорода в метане газов грязевых вулканов Азербайджана и Туркмении // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 3. С. 715–717.
- *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 55–72.
- Ершов А.В., Никишин А.И., Брунэ М.Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии // Тектоника неогея: Общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 2001. С. 230–235. (Материалы XXIV тектонич. совещ.; Т. 1).
- *Есиков А.Д.* Генезис вод грязевых вулканов в свете изотопно-геохимических критериев: Тез. докл. XIV симпоз. по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. 19–21 окт. 1995 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1995. С. 79–80.
- Есиков А.Д., Ерохин В.Е., Черникова Н.С., Чешко А.Л. О генезисе вод грязевых вулканов Юго-Западной Туркмении по данным изотопного состава водорода // Изотопные исследования природных вод. М.: Наука, 1979. С. 70–73.
- *Жижченко Б.П.* Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М.: Наука, 1969. 205 с.
- Зверев В.П. Подземные воды земной коры и геологические процессы. М.: Научный мир, 2006. 256 с.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г., Рику Л.Е., Книппер А.Л. Эволюция океана Тетис // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 104–116.
- Зорькин Л.М., Крылова Т.А., Бунакова Г.В., Сластенко Л.Г. Об изотопном составе углерода органического вещества пород, вод и спонтанного газа Кавказских Минеральных Вод // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 3. С. 711–713.
- Иванов В.В. Генетическая классификация минеральных вод земной коры // Вопросы гидрогео-

логии минеральных вод. М.: Изд-во ЦНИИ КиФ, 1977. С. 3–58. (Тр. ЦНИИ КиФ; Т. 34).

- Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов. Кн 6: Редкие *f*-элементы. М.: Экология, 1997. 607 с.
- Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964. 167 с.
- Иванов Д.А., Бубнов С.Н., Волкова В.М., Гольцман Ю.В., Журавлев Д.З., Баирова Э.Д. Изотопный состав стронция и неодима в четвертичных лавах Большого Кавказа в связи с проблемой их петрогенезиса // Геохимия. 1993. № 3. С. 343–353.
- Иоселиани М.С., Диасамидзе Ш.П. Построение сейсмической модели земной коры в межгорной депрессии Грузии // Структура земной коры территории Грузии по сейсмическим и магнитным данным. Тбилиси: Мецниереба, 1983. С. 34–43. (Тр. Ин-та геофизики АН ГССР; Т. 51).
- Кавказ. Сер. «Природные условия и естественные ресурсы» / Ред. И.П. Герасимов. М.: Изд-во Наука, 1966. 482 с.
- Кавказские Минеральные Воды / Ред. В.В. Иванов. М.: Изд-во ЦНИИ КиФ, 1972. 158 с. (Тр. ЦНИИ КиФ; Т. 21).
- Каменский И.Л., Лобков В.В., Прасолов Э.М., Бескровный Н.С., Кудрявцева Е.И., Ануфриев Г.С., Павлов В.П. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C) // Геохимия. 1976. № 5. С. 682–695.
- Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. О ювенильных компонентах в газовых залежах Сахалина (по изотопным данным) // Геохимия. 1974. № 8. С. 1226–1231.
- Карамбарова Г.Н., Карамбаров Н.Ш., Каракин А.В. Геодинамика грязевулканической деятельности и нефтегазоносность земных недр. М.: ОИФЗ РАН, 2001. 54 с.
- Карстенс Э.Э. Материалы по химическому составу минеральных источников Северного Кавказа. Л.: Геол. ком., 1926. 18 с.
- Каспаров С.А., Сутуев А.Б., Ходжаян Г.П. Грязевой вулканизм в Дагестане и его значение для гидрогеологии мезозойских отложений // Геология нефти и газа. 1974. № 4. С. 67–70.
- *Кейльгак К.* Подземные воды. Л.;М.: ОНТИ, 1935. 499 с.
- Киссин И.Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964. 240 с.
- *Киссин И.Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М.: Наука, 1967. 139 с.
- Климатический атлас СССР. М.: ГУГС, 1960. Т. 1.
- Ковалевский С.А. Грязевые вулканы Южно-Каспийского региона (Азербайджан и Туркмения). Баку: Азтоптехиздат, 1940. 200.
- Коллодий В.В. Природа и условия формирования вод грязевых вулканов // Происхождение нефти

и газа и формирование их промышленных залежей. Киев: Наук. думка, 1971. С. 317–339.

- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Копаев А.В., Гурбанов А.Г. Гравиметрические исследования в Геналдонском ущелье: первые результаты // Вестн. Владикавказ. НЦ РАН. 2004. Т. 4, № 3. С. 9–11.
- Копп М.Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1985. № 3. С. 62–74.
- Копп М.Л. Кинематика Кавказа на орогенном этапе // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 113–122.
- Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантийская левосдвиговая зона — важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337, № 1. С. 75–78.
- Короновский Н.В., Белов А.А. Геология Большого Кавказа и Предкавказья: достижения и проблемы // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 5–21.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Колизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа // Современные проблемы геологии / Ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. М.: Наука, 2004. С. 370–391. (Тр. ГИН РАН; Вып. 565).
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–284.
- Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гущин А.И., Зарщиков А.А., Панина Л.В., Романовская М.А. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Кравцов А.И., Войтов Г.И., Гнипп Л.В., Кропотова О.И., Черевичная Л.Ф. Об углеродных газах Кавказских Минеральных Вод (центральная часть Большого Кавказа) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 1. С. 176–179.
- Крайнов С.Р., Рубейкин В.З., Капранов С.Д., Колотов Б.А., Петрова Н.Г., Киселева Е.А. Некоторые осо-

бенности геохимии бериллия в подземных водах // Геохимия. 1966. № 7. С. 846–853.

- Краснопевцева Г.В., Резанов И.А., Шевченко В.И. Глубинное строение, природа сейсмических границ и эволюция коры Кавказа // Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев: Наук. думка, 1977. С. 203–216.
- Крейг Х. Геохимия стабильных изотопов углерода // Изотопы в геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. С. 440–494.
- *Курбанов М.К.* Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М.: Наука, 2001. 260 с.
- Куришко В.А., Месяц И.А., Тердовидов А.С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова // Геол. журн. АН УССР. 1968. Т. 28, № 1. С. 49–59.
- Кучер М.И., Фридман А.И., Островский А.Б., Динабуре В.Н. Изучение происхождения природных газов и минеральных вод изотопными методами (на примере Большого района КМВ) // Геология и разведка. 1989. № 2. С. 53–59.
- Лаврушин В.Ю. Изотопное отношение <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar в спонтанных газах минеральных вод Кавказского региона // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 3. С. 321–327.
- Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С. Изотопный состав кислорода и водорода вод грязевых вулканов Тамани (Россия) и Кахетии (Восточная Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2005. № 2. С. 143–158.
- Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Костенко О.Е. Углекислые воды Северного Кавказа: Происхождение и условия формирования // Проблемы гидрогеологии XXI века: Наука и образование. М.: РУДН, 2003. С. 431–443.
- Лаврушин В.Ю., Дубинина Е.О., Костенко О.Е., Авдеенко А.С. Углекислые минеральные воды Северного Кавказа: изотопно-геохимические признаки происхождения водной и газовой фазы // Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии: Тр. Междунар. конф., посвященной 75-летнему юбилею гидрогеохимии. Томск: Изд-во научно-технической литературы, 2004. С. 41–46.
- Лаврушин В.Ю., Кулешов В.Н., Киквадзе О.Е. Травертины Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 2. С. 154–182.
- Лаврушин В.Ю., Kopf A., Deyhle A., Степанец М.И. Изотопы бора и формирование грязевулканических флюидов Тамани (Россия) и Кахетии (Грузия) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 2. С. 147–182.
- Лаврушин В.Ю., Маковозов А.О. Температура минеральных вод — отражение магматогенной термо-
аномалии в районе вулкана Казбек // Вестн. Владикавказ. НЦ РАН. 2004. Т. 4, № 3. С. 33–40.

- Лаврушин В.Ю., Мацапулин В.У., Кулешов В.Н. Палеофлюидный режим структуры нефтегазоносной площади Талги // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа: Материалы научнопрактической конференции, 22–26 сент. 2003 г. Махачкала, 2003. С. 151–153. (Тр. ИГ ДНЦ РАН; Вып. 49).
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Источники углеродсодержащих газов в грязевых вулканах СНГ // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: ГЕОС, 1997. С. 67–70.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Температура вод источников в окрестностях вулкана Эльбрус: отражение магматогенной Термоаномалии // Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ОИФЗ РАН: ИГЕМ РАН; Краснодар: ГНИЦ ПГК (МФ) при КубГУ Минобразования РФ, 2001. С. 241–271.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Ингуаджиато С., Киквадзе О.Е. Новые данные об изотопном составе Не, С<sub>СО2</sub>, Аг и N<sub>2</sub> в газах Центрального и Западного Кавказа: Тез. докл XIX симпоз. по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. 16–18 нояб. 2010. М.: ГЕОХИ РАН, 2010. С. 206– 210.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Каменский И.Л. Изотопы гелия в термоминеральных флюидах Забайкалья // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 2. С. 146–157.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Буачидзе Г.И., Каменский И.Л. Новые данные об изотопах гелия и углерода в газах грязевых вулканов Восточной Грузии: Тез. докл. XV симпоз. по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. 24–27 нояб. 1998 г. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 151–152.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Костенко О.Е. Новейший вулканизм и углекислые воды Северного Кавказа // Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. М.: ИФЗ РАН, 2005. С. 128–155.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Покровский Б.Г., Каменский И.Л. Оценка активности мантии в Приэльбрусье по изотопно-геохимическим характеристикам свободных газов подземных вод // Геодинамика, сейсмотектоника и вулканизм Северного Кавказа / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ОИФЗ РАН: ИГЕМ РАН; Краснодар: ГНИЦ ПГК (МФ) при КубГУ Минобразования РФ, 2001. С. 272–293.

- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Источники вещества в продуктах грязевого вулканизма (по изотопным, гидрохимическим и геологическим данным) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 6. С. 625–647.
- Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г., Стрижов В.П., Италиано Ф., Риццо А. Изотопно-гелиевый ареал Казбекского вулканического центра // Докл. РАН. 2007. Т. 414, № 2. С. 605–608.
- Лагунова И.А. О генезисе CO<sub>2</sub> в газах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1974. № 11. С. 1711–1716.
- Лагунова И.А. О генезисе бора в водах грязевых вулканов // Сов. геология. 1975. № 1. С. 147–152.
- Лагунова И.А., Гемп С.Д. Гидрогеохимические особенности грязевых вулканов // Сов. геология. 1978. № 8. С. 108–125.
- Леонов Ю.Г. Киммерийская и позднеальпийская тектоника Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.
- *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
- Ломоносов И.С., Писарский Б.И., Хилько С.Д. Роль неотектоники в формировании гидротерм Монголо-Байкальского орогенического пояса // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 164–168.
- Лукина Н.В. Оценка интенсивности и ритмики четвертичных движений Большого Кавказа по анализу поверхностей выравнивания, речных и морских террас // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 239–246.
- Ляшенко С.И., Потапов Е.Г. Дейтерий и кислород-18 в подземных и поверхностных водах Большого района Кавказских Минеральных Вод // Курортные ресурсы Северного Кавказа. Пятигорск, 1984. С. 76–90.
- Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л., Толстихин И.Н. Определение изотопного состава гелия в атмосфере // Геохимия. 1970. № 6. С. 721–730.
- *Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М: Энергоиздат, 1981. 221 с.
- Масуренков Ю.П. Тектоника, магматизм и углекислые минеральные воды Приэльбрусья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 5. С. 45–57.
- *Масуренков Ю.П.* Роль поперечных структур в локализации углекислых минеральных вод Кавказа // Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР. 1962. Т. 48. С. 3–32.
- *Масуренков Ю.П.* Плотность теплового потока и глубина залегания магматического очага под

вулканом Эльбрус // Бюл. Вулканол. ст. 1971. № 47. С. 79–82.

- Масуренков Ю.П., Клименко А.И., Пахомов С. И. Эволюция и современное состояние вулкана Эльбрус // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М.: Наука, 1965. С. 57–78.
- Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307–317.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус // Тр. ВАГТ. 1960. Вып. 6. С. 190.
- *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 279 с.
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Кудрин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 99–105.
- Мирзалиев М.М., Войтов Г.И., Яковлева М.П. О временны́х нестабильностях изотопного состава аргона и углерода СО<sub>2</sub> и СН<sub>4</sub> в водно-газовых системах структуры Гелли-Параул (Дагестанский клин) // Докл. РАН. 1993. Т. 330, № 6. С. 767–770.
- Набоко С.И., Луговая И.П., Загнитко В.Н. Изотопный состав кислорода и углерода в современных травертинах и гейзеритах Камчатки // Минерал. журн. 1999. Т. 21, № 5/6. С. 33–39.
- Никаноров А.М., Тарасов М.Г., Федоров Ю.А. Анализ вариаций стабильных изотопов в природных водах Предкавказья в связи с оценкой условий формирования их химического состава // Изотопы в гидросфере: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. 19–21 мая 1981 г. Таллинн, 1981. С. 137–139.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойскокайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 3. С. 6–16.
- *Овчинников А.М.* Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа // Тр. МГРИ. 1948. Т. 23. 139 с.
- *Озима М., Подосек Ф.* Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987. 343 с.
- Остроумова А.С., Станкевич Е.К., Цетнер И.Я., Соболев А.О., Путинцев А.В. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизионных обстановок. М.: РОСКОМНЕДРА; СПб: ВСЕГЕИ; М.: ГЕОКАРТ, 1995. 215 с.

- Пантелеев И.Я. Об условиях формирования углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод // Вопросы гидрогеологии Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 42–54. (Тр. ЛГГП; Т. 48).
- Пиннекер Е.В. Формирование современных гидротерм в областях потухшего вулканизма (в свете изотопных данных) // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М: Наука, 1977. С. 38–43.
- Покровский Б.Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 12. С. 88–98.
- Поль И.Р., Хесс Й.С., Кобер Б., Борсук А.М. Происхождение и петрогенезис миоценовых трахилипаритов (А-типа) северной части Большого Кавказа // Магматизм рифтовых и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 109–124.
- Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Чешко А.Л., Барабанов Л.Н., Буачидзе Г.И. Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Ильин В.А. Изотопы гелия в газах грязевых вулканов Тамани // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 2. С. 249–252.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Дубинина Е.О., Каменский И.Л., Стрижов В.П. Первые изотопные исследования гидротерм Чукотки: Тез. докл. XVII симпоз. по геохимии изотопов им. ак. А.П. Виноградова. 6–9 дек. 2004 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2004. С. 195–196.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н., Козловцева С.В., Кононов В.И., Хуторской М.Д. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18–33.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
- Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеохимия обменно-адсорбционных процессов. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 56 с.
- Попов В.С., Семина В.А., Николаенко Ю.С. Геохимия новейших вулканитов Кавказа и их происхождение // Геохимия континентального вулканизма. М.: Наука, 1987. С. 143–231.
- Потапов Е.Г., Войтов Г.И., Коробейник Г.С., Миллер Ю.М., Яковлева М.П. Особенности химизма спонтанных газов и изотопного состава углерода СО<sub>2</sub> Железноводского месторождения мине-

ральных вод // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 106–108.

- Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 283 с.
- Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г. Атмогенные благородные газы современных гидротерм (теоретические расчеты и экспериментальные данные) // Геохимия. 1982. № 12. С. 1691–1704.
- Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г. О величине отношения <sup>4</sup>He/<sup>40</sup>Ar<sub>рад</sub> в верхней мантии Земли // Эволюция системы земная кора мантия. М.: Наука, 1986. С. 16–29.
- Прасолов Э.М., Лобков В.А. Об условиях образования и миграции метана (по изотопному составу углерода) // Геохимия. 1977. № 1. С. 122–135.
- Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Ювенильные газы — Не, СО<sub>2</sub>, СН<sub>4</sub>: их соотношения и вклад во флюиды земной коры // Геохимия. 1987. № 10. С. 1406–1414.
- Раджабов М.М., Осипова И.Б., Арменакян К.Х., Иоселиани М.С. и др. Волновые поля и глубинное строение Кавказа по сейсмическим данным // Геофизические поля и строение земной коры Закавказья. М.: Наука, 1985. С. 5–33.
- *Рахманов Р.Р.* Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газонефтеносности недр. М.: Недра, 1987. 174 с.
- *Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю.* Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 404 с.
- Селецкий Ю.Б. Дейтерий и кислород-18 в проблеме формирования вод грязевых вулканов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 5. С. 133–138.
- Селецкий Ю.Б., Луценко П.А., Посаднев Ю.П. Высотный изотопный эффект и генезис минеральных вод бассейна р. Мзымта // Сов. геология. 1995. № 7. С. 28–36.
- Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., Якубовский А.В., Исаев *Н.В.* Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования). М.: Недра, 1973. С. 144.
- Селецкий Ю.Б., Приблуда В.Д., Поляков В.А. и др. Использование концентраций тяжелого изотопа кислорода при изучении подземных вод закарстованных карбонатных массивов Горного Крыма // Вод. ресурсы. 1982. № 4. С. 85–90.
- Соколовский Л.Г., Поляков В.А., Романов В.В. Геохимия и изотопный состав минеральных вод Северной Осетии // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 7. С. 110–123.
- Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А. Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Недра, 1980. 233 с.

- Сомин М.Л. Главные черты доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 15–38.
- Станкевич Е.К. Новейший вулканизм Большого Кавказа. Л.: Недра, 1976. 232 с.
- Сулин В.А. Задачи и некоторые итоги гидрогеологического и геохимического изучения грязевых вулканов Крымско-Кавказской провинции // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 93–102.
- *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1998. 384 с.
- Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 222 с.
- Толстых М.Л., Наумов В.Б., Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Богатиков О.А., Кононкова Н.Н. Состав магматических расплавов вулканов Эльбрус и Казбек (Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2001. № 4. С. 441–448.
- Углекислые минеральные воды Северного Кавказа / Ред. И.Я. Пантелеев. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 190 с.
- Федоров Ю.А. Изотопный состав водорода и кислорода подземных вод и литологический состав коллекторов (на примере Северного Кавказа) // Геохимия. 1989. № 9. С. 1359–1363.
- Федоров Ю.А. Эволюция изотопного и химического состава подземных вод и литогенез // Роль подземной гидросферы в истории Земли М.: Недра, 1990. С. 104–115.
- *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 4. С. 3–13.
- Хаин В.Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 94 с. (Тр. ГИН; Вып. 382).
- *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 478 с.
- Хёвс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Мир, 1983. 200 с.
- *Хитаров Н.И., Щукин Ю.К., Сизов А.В.* К оценке активности вулкана Эльбрус // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 952–984.
- Ходькова И.А., Гемп С.Д. Распространение лития, рубидия и цезия в водах и твердых выбросах грязевых вулканов Керченско-Таманской области // Геохимия. 1970. № 12. С. 1495–1502.
- *Холодов В.Н.* Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.

- Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12–27.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 1: Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2002а. № 3. С. 227–241.
- Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Ст. 2: Геолого-геохимические особенности и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 20026. № 4. С. 339–358.
- *Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 574).
- Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). М.: Мир, 1972. С. 400.
- *Цогоев В.Б.* Гидроминеральные ресурсы Северной Осетии. Орджоникидзе: Ир, 1969. 410 с.
- Челидзе Т.Л. Термодинамические условия и петрофизические модели участков земной коры Кавказа // Структура земной коры территории Грузии по сейсмическим и магнитным данным. Тбилиси: Мецниереба, 1983. С. 97–115. (Тр. Инта геофизики АН ГССР; Т. 51).
- Чердынцев В.В., Шитов Ю.В. Избыток <sup>36</sup>Ar в вулканических и поствулканических газах СССР // Геохимия. 1967. № 4. С. 618–620.
- Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Sr-Nd изотопная систематика новейших лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): Петрогенетические аспекты // Материалы II Всесоюзного петрографического совещания 27–30 июня 2000 г. Т. 1. Сыктывкар, 2000. С. 227–229.
- Чешко А.Л., Дубинина Е.О., Вакин Е.А., Лаврушин В.Ю., Поляк Б.Г. Первые данные об изотопном составе водорода и кислорода в термоминеральных водах Восточной Чукотки // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 5. С. 676–680.
- Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А., Эдмундс У.М., Шанд П. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2000. 162 с.
- Шагоянц С.А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа и условия их формирования. М.: Госгеолиздат, 1959. 306 с.
- Шардаров А.Н., Малышек В.Т., Пекло В.П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Геологический сборник. Вып. 10. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 53–66.
- Шатский Н.С. Избранные труды. Т. 3. М.: Наука, 1965. 348 с.
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У., Пьянков В.Я., Лыгин В.А., Морозова А.Г. Материалы геофизических исследований вдоль приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус — Кавказские Ми-

неральные Воды) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: В 2 т. М.: ГЕОС, 2005. С. 361–365. (Материалы XXXVIII тектонич. совещ.; Т. 2).

- Шенгелая Г.Ш. Трехмерная гравитационная модель земной коры Кавказа // Сов. геология. 1978. № 12. С. 102–107.
- Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С., Усенко В.П., Гордиевич В.А., Юханов И.С., Щирица А.С. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1971. 332 с.
- Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (атлас). Киев: Наук. думка, 1986. 148 с.
- Штейнберг Г.С. Замечание к статье М.В. Авдулова «О геологической природе гравитационной аномалии Эльбруса» // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 4. С. 100.
- Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Природа изотопно-гелиевой аномалии в Северном Приэльбрусье // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 3–14.
- Якубов А.А., Ализаде А.А., Зейналов М.М. Грязевые вулканы Азербайджанской ССР: Атлас. Баку: Изд-во АН АзССР, 1971. 258 с.
- Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев Ад.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоносностью. Баку: Элм, 1980. 165 с.
- Янковская Т.С., Войтов Г.И., Карпов В.П., Осика Д.Г., Осика Л.Д. Временные нестабильности химического и изотопного состава газов минеральных источников Уйташ (Дагестанский клин) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 81–85.
- Янковская Т.С., Войтов Г.И., Карпов В.П., Осика Д.Г., Осика Л.Д. Временные нестабильности химического и изотопного состава газов минеральных источников Аджи (Дагестанский клин) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 324, № 1. С. 81–86.
- Ballentine C.J., O'Nions R.K. The nature of mantle neon // Contributions to Vienna Basin hydrocarbon reservoirs // Earth. Planet. Sci Lett. 1992. Vol. 113. P. 553–567.
- *Ballentine C.J., O'Nions R.K.* The use of natural He, Ne and Ar isotopes to study hydro-carbon-related fluid provenance, migration and mass balance in sedimentary basins // Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1994. Vol. 78. P. 347–361.
- *Blas V-G., Delgado-Huertas A., Ratto N., Navas A.* Large <sup>13</sup>C enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano lakes, northwest Argentina // Earth Planet. Sci Lett. 1999. Vol. 171. P. 253–266.
- *Bottinga Y.* Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-

 $CO_2$ -graphite-methane-hydrogen and water vapor // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. Vol. 33, No 1. P. 49–64.

- Braunstein G., O'Brien G.D. Diapirism and diapers // AAPG Memoir. 1968. Vol. 8. P. 385–414.
- Cantanzaro E.J., Champion C.E., Garne E.L., Marinenko G., Sappenfield K.M., Shield W.R. Standard Reference Material: Boric Acid; Isotopic, and Assay Standard Reference Materials. Nat. Bur. Stand. (US) // Spec. Publ. 1970. № 260-17. 70 p.
- *Chafetz H., Rush P.F., Utech N.M.* Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO<sub>3</sub> precipitates: An example from an active travertine system // Sedimentology. 1991. Vol. 38. P. 107–126.
- *Colten-Bradley V.A.* Role of pressure in smectite dehydration: Effects on geopressure and smectite-illite transformation // AAPG Bull. 1987. № 71. P. 1414–1427.
- Cornides I., Takoaha N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gas to a tecto-magmatically quiet area of the Carpatian Basin, Hungary, based on a noble gas study // Geochem J. 1986. Vol. 20, № 3. P. 119–125.
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. Vol. 133. P. 1702–1703.
- Dandurand J.L., GoutR., Hoefs J., Menschel G., SchottJ., Usdovski E. Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxigen isotopes in a calcite-precipitating spring // Chem. Geol. 1982. Vol. 36, № 3/4. P. 299–315.
- Davies J.Y., Von Blanckenburg F. Slab breakoff: A model of lithoshere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth. Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 129. P. 85–102.
- Deak J. Helium isotopes in geothermal waters from Northwest Hungary // The Pannon basin, a study in basin evolution // AAPG 1988. Memoir 45. P. 293–297.
- DePaolo D.J., Wasserburg G.J. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43, № 4. P. 615–627.
- *Dewey J.F.* Extensional collaps of orogenes // Tectonics. 1988. Vol. 7. P. 1123–1139.
- *Deyhle A., Kopf A.* Deep fluids and ancient pore waters at the backstop: Stable isotope systematics (C, B, O) of mud volcano deposits on the Mediterranean Ridge accretionary wedge // Geology. 2001. Vol. 29. P. 1031–1034.
- Dubinina E.O., Avdeenko A.S., Lavrushin V.Yu. The genesis of the North Caucasian mineral waters: An isotope and geochemistry study // Geochim. Cosmochim. Acta. 2004. Vol. 68, Suppl. 1. P. A154.
- *Eslinger E.V., Savin S.M., Yeh H.* Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales // SEPM Spec. Publ. 1979. Vol. 26. P. 113–124.

- *Fouillac C., Michard G.* Sodium/litium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs // Geothermics. 1981. Vol. 10. P. 55–70.
- Fournier R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems // Geothermics. 1977. Vol. 5. P. 41–50.
- Fournier R.O., Potter R.W. A magnesium correction for the Na-K-Ca geothermometer // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43, № 9. P. 1543–1550.
- *Fournier R.O., Truesdell A.H.* An empirical Na-K-Ca chemical geothermometer for natural waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37, № 5. P. 1255–1275.
- Fournier R.O., Truesdell A.H. Geochemical indicators of subsurface temperatures. Pt. 2: Estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water // J. Res. US Geol. Surv. 1974. № 2. P. 263–270.
- Friedman I. Some investigations of the deposition of travertine from Hot Sprinrs. Pt. 1: The isotopic chemistry of a travertine-depositing spring // Geochim. Cosmochim. Acta. 1970. Vol. 34, № 12. P. 1303–1315.
- Gonfiantini R., Panichi C., Tongiorgi E. Isotopic dicequilibrium in travertine deposition // Earth Planet. Sci Lett. 1968. Vol. 5, № 1. P. 55–58.
- *Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. 5<sup>th</sup>, revised and updated edition. Berlin: Springer, 2004. 244 p.
- Horita J., Wesolowski D.J. Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58, № 16. P. 3425–3437.
- *Ishikawa T., Nakazawa T.* Boron isotope systematics of marine sediments // Earth Planet. Sci Lett. 1993. Vol. 117. P. 567–580.
- Javoy M., Pineau F. The volatiles record of a popping rock from the Mid-Atlantic Ridge at <sup>14</sup>N: Chemical and isotopic composition of gas trapped in the vesicles, Earth Planet // Sci Letters. 1991. Vol. 107. P. 598–611.
- Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chem. Geol. 1986. Vol. 57, № 1/2. P. 41–62.
- Jenden P.D., Hilton D.R., Kaplan I.R., Craig H. Abiogenic hydrocarbons and Mantle helium in oil and gas fields // The future of energy gases / Ed. D.G. Howell // U.S. Geol. Surv. Profess. Paper. 1570. Wash: U.S. Government Print Office, 1993. P. 31–56.
- Jenden P.D., Kaplan I.R., Poreda R.J., Craig H. Origin of nitrogen-rich natural gases in the California Great Valley: Evadence from helium, carbon and nitrogen isotope ratios // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52, № 4. P. 851–861.

- Johannesson K.H., Lyons W.B. The rare earth element geochemistry of Mono Lake water and the importance of carbonate complexing // Limnol. Oceanogr. 1994. Vol. 39, № 5. P. 1141–1154.
- Johannesson K.H., Lyons W.B., Bird D.A. Rare earth element concentrations and speciation in alkaline lakes from the western USA // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21, № 9. P. 773–776.
- Kharaka Y.K., Mariner R.H. Chemical Geothermomethers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins // Thermal History of Sedimentary Basins, Methods and Case Histiries. N.Y.: Spring.-Verlag, 1989. P. 99–117.
- *Kopf A*. Significance of Mud Volcanism // Rev. Geophys. 2002. Vol. 40, № 10. P. B-1–B-49.
- *Kopf A., Deyhle A.* Back to the roots: Boron geochemistry of mud volcanoes and its implications for mobilization depth and global B cycling // Chem. Geol. 2002. Vol. 192. P. 195–210.
- Kopf A., Deyhle A., Lavrushin V.Yu., Polyak B.G., Buachidze G.I., Eisenhauer A. Isotopic evidence for deep gas and fluid migration from mud volcanoes in a zone of incipient continental collision (Caucasus, Russia) // Intern. J. Earth Sci. 2003. Vol. 92. P. 407–426.
- *Majoube M.* Fractionnement en oxygen-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur // J. Chem. Phys. 1971. Vol. 68. P. 1423–1436.
- Marty B., Tolstikhin I.N. CO<sub>2</sub> fluxes from mid-ocean ridges, arcs and plumes // Chem. Geol. 1998. Vol. 145, № 3/4. P. 233–248.
- *McCrea I.M.* On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale // J. Chem. Phys. 1950. Vol. 18, № 6. P. 849–857.
- Möller P., Bau M. Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey // Earth Planet. Sci Lett. 1993. Vol. 117. P. 671–676.
- Motyka R.J., Poreda R.J., Jeffrey A.W.A. Geochemistry, isotopic composition, and origin of fluids emanating from mud volcanoes in the Copper River basin, Alaska // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53, № 1. P. 29–41.
- Nakamura E., Ishikawa T., Bick J.L., Allegre C.J. Precise born isotopic analysis of natural rock samples using a boron-mannitol complex // Chem. Geol. Isotope Geosci Section. 1992. Vol. 94. P. 193–204.
- *Nevinskya I., Nevinsky V., Panyushkin V., Ferronsky V., Tsvetkova T.* An attempt to determine the tritium, <sup>22</sup>Na, <sup>36</sup>Cl and radon in territory of mud volcano in Taman // Radiation Measurements. 2001. Vol. 34. P. 349–353.
- *O'Nions R.K., Oxburgh E.R.* Helium, volatile fluxes and the development of continental crust // Earth Planet. Sci Lett. 1988. Vol. 90. P. 331–347.

- Philip H., Cisternas A., Gvishniani A., Gorshkov A. The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 1–21.
- *Pineau F., Javoy M.* Carbon isotopes and concentrations in mid-ocean ridge basalts // Geochim. Cosmochim. Acta. 1983. Vol. 46, № 3. P. 371–379.
- *Piper D.Z.* Rare earth elements in the sedimentary cycle: A summary // Chem. Geol. 1974. Vol. 14, № 4. P. 285–304.
- Poage M.A., Sjostrom D.J., Goldberg J., Chamberlain C P., Furniss G. Isotopic evidence for Holocene climate change in the northern Rockies from a goethite-rich ferricrete chronosequence // Chem. Geol. 2000. Vol. 166, № 3/4. P. 327–340.
- Polyak B.G., Kononov V.I., Tolstikhin I.N., Mamyrin B.A., Khabarin L.V. The helium isotopes in thermal fluids // Thermal and Chemical Problems of Thermal Waters // IAHS Publ. 1976. Vol. 119. P. 17–33.
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakovlev L.E., Marty B., Cheshko A.L. Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northen Caucasus // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64, № 11. P. 1925–1944.
- Poreda R.J., Jeffrey A.W.A., Kaplan I.R., Craig H. Magmatic helium in subduction-zone natural gases // Chem. Geol. 1988. Vol. 71, № 1/3. P. 199–210.
- Richard P., Allegre C.J. Neodymium and strontium isotope study of ophiolite and orogenic lherzolite petrogenesis // Earth Planet. Sci Lett. 1980. Vol. 47, Issue 1. P. 65–74.
- Rose E.F., Chaussidon M., France-Lanord C. Fractionation of Boron isotopes duringerosion processes: The example of Himalayan rivers // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. Vol. 64, № 3. P. 397–408.
- Sano Y., Nakamura Y., Wakita H., Urabe A., Tominaga T. Helium-3 emission related to volcanic activity // Science. 1984. Vol. 224. P. 150–151.
- Sano Y., Wakita H., Williams S.N. Helium-isotopes systematic at Nevado del Ruiz volcano, Columbia implications for the volcanic hydrothermal system // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. Vol. 42. P. 41–52.
- Sheppard S.M.F. Characterization and isotopic variations in natural waters // Rev. Mineralogy. 1986. Vol. 16. P. 165–184.
- Spakman W. Upper mantle delay time tomography (with and application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian Plates) // Geol. Ultraiectina. 1988. № 53. 199 p.
- Spivack A.J., Edmond J.M. Boron isotope exchange between seawater and the oceanic crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51, № 5. P. 1033–1043.
- *Vengosh A., Gieskes J., Mahn C.* New evidence for the origin of hypersaline pore fluids in the Mediterranean

basin // Chem. Geol. 2000. Vol. 163, № 3/4. P. 287–298.

- Williams L.B., Hervig R.L., Hutcheon I. Boron isotope geochemistry during diagenesis. Pt. 2: Applications to organic-rich sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 2001. Vol. 65, № 11. P. 1783–1794.
- You C.-F., Castillo P.R., Gieskes J.M., Chan L.H., Spivack A.J. Trace element behavior in hydrothermal experiments: Implications for fluid processes at shallow depths in subduction zones // Earth Planet. Sci. Letts. 1996. Vol. 140. P. 41–52.
- You C.-F., Chan L.H., Spivack A.J., Gieskes J.M. Lithium, boron, and their isotopes in sediments and pore waters of Ocean Drilling Program Site 808, Nankai Trough: Implications for fluid expulsion in accretionary prisms // Geology. 1995. Vol. 23, № 1. P. 37–40.
- You C.-F., Spivack A.J., Gieskes J.M., Martin J.B., Davisson M.L. Boron contents and isotopic comp-

sitions in pore waters: A new approach to determine temperature-induced artifacts — geochemical implications // Marine Geol. 1996. Vol. 129. P. 351–361.

- *Yurtsever Y., Gat J.R.* Stable isotopes in atmospheric waters // Stable isotope hydrology. Vienna: IAEA, 1981. P. 103–142.
- Zilberman E., Amit R., Heimann A., Porat N. Changes in Holocene Paleoseismic activity in the Hula pullapart basin, Dead Sea Rift, Northern Israel // Tectonophysics. 2000. Vol. 321. P. 237–252.
- Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black sea and Caspian Sea as renmnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 181–211.
- Zuleger E., Erzinger J. Determination of boron isotopes using negative thermal ionization mass spectrometry. Finnigan isotope mass spectrometry. Appl. Rep. 1991. 78 p.

Приложения 1-8

Приложение 1. Температурные характеристики минеральных источников Эльбрусской вулканической области

	l Si		I	87	I	59	109	I	I	84	92	38	84	I	34	I	I	I	125	131
атуры п	Na-K-Cê		I	278	I	229	I	I	I	I	200	231	206	I	270	I	I	I	319	253
семпер	Na-K		I	255	1	129	71	I	I	I	66	101	80	I	206	I	I	1	212	124
OBble 1	Na-Li	°C	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Da3	Mg-Li		I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
<b>_</b>	прив,		19,3	12,0	11,9	12,6	12,2	17,4	13,6	13,6	12,8	12,6	9,8	14,4	17,4	16,1	13,9	18,8	26,3	24,2
+	•изм		9,5	5,0	5,0	5,2	8,0	12,6	9,0	7,3	6,5	7,0	4,2	7,0	10,2	8,9	4,7	9,7	17,2	15,2
, м ны Ис	инко: ишq боуд	Paccr Dar Be Dabo	48	50,6	48	51,6	58	60,6	60,8	40,8	37,6	37	37	28,2	10,5	10,5	9,6	9,7	9,9	10,1
SiO	202		l	33,6	1	14,8	59,2	I	I	31,0	38,0	7,3	31,1	I	6,2	I	I	1	84,0	97,3
1	1		I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Ű	n)	ц/	I	80,5	I	310,8	200,2	I	I	174,6	251,2	109,2	210,8	I	83,4	I	I	32,3	118,9	138,1
Mg	9 <b>1</b> 11	MF/	I	22,2	I	74,7	91,2	I	I	19,3	43,2	52,5	107,2	I	19,6	I	I	33,2	62,9	59,7
×	4		I	7	I	15,3	8,3	I	I	I	7	19,4	15	I	10,8	I	I	I	65,5	32
Z	<b>11</b>		Ι	41,2	I	261,7	302	I	I	39,5	171,3	463,8	476,5	I	90	I	I	I	521,2	577,6
	Долгота		41,85300	41,82620	41,94022	41,82020	41,90450	41,85900	41,87020	41,94180	41,98843	41,94043	41,94043	42,09180	42,35630	42,35630	42,35333	42,35300	42,35030	42,34148
	Широта		13,39030	43,44070	43,44072	43,45070	43,69070	43,68950	43,70400	43,40570	43,30930	43,37347	43,37347	43,38750	13,28333	13,28333	43,40324	43,40100	43,40080	43,40324
A6c.	OTM.	М	2800 4	2000 4	1980 4	2100 4	1200 4	1360 4	1320 4	1800 4	1800 4	1600 4	1600 4	2100 4	2050 4	2050 4	2620 4	2600 4	2600 4	2580 4
	Дата	uluupa	958-1962	958-1962	1958-1962	958-1962	1958–1962	958-1962	1958–1962	1958–1962	958-1962	1958–1962	1958–1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962
	Название	источника	Джелк-Фушский 1 (р. Горалы-кол)	Горалы-кол 1	Горалы-кол 1	Теберда, р. Горалы- 1 кол, скв.	Сентинский нар- 3ан, р. Теберда	Джингирикский 1 верхний	Джингирикский 1 нижний	Даутский нарзан 1	Махарский нарзан 1	Магомед нарзан 1 (Керт-Мели)	Магомед нарзан 1 (Керт-Мели)	Учкуланичи, Кичи- 1 кольский нарзан	Уллукамский 1 (нижний)	Уллукамский 1 (нижний)	Василисинский 1 (Битиктебе, 3/98)	Чегет-чат (Битик- 1 тебе)	Джилы-су (Тохтар- 1 нарзан)	Холодный нарзан 1
мер	*Id	190dii	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	10a	11	12	12a	14	15	16	17
Ho		п/п	1	2	ю	4	S	9	2	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18

;													I I			Ea30	OBM T	емпера	TVDEI TO	
Н	мер	Hoppotitize	Пата	ADC.			Na	К	Mg	Са	Li	SiO <sub>2</sub>	з <mark>ч' у</mark> инр нис	$t_{_{\rm M3M}}$	$t_{\rm прив}$					. :
	₽I4	итазванис источника	дата отбора -	OTM.	Широта	Долгота							nron unqə ovqð		·	Mg-Li	Na-Lı	Na-K	Na-K-Ca	2
п/п	эоdu		4	М					MF/.	ц		- ~u	Pace or be Jane				°C			
19	18	Демьяновский (13/99)	1958–1962	2400	43,41667	42,31672	427,1	17	53,1	171		45,6	12	8,8	17,2	I	I	97	221	66
20	23	Кочкаревский (7/98)	1958–1962	2300	43,40973	42,30667	1	1	1	I	1	1	13,2	8,0	16,1	1	1	1	I	I
21	24	Битиктебе	1958-1962	2250	43,40970	42,30520	410	31,6	35,4	83,4		32,4	13,8	7,7	15,6	I	I	155	275	86
22	25	Битиктебе	1958-1962	2250	43,40970	42,30450	I	I	1	I	I	I	13,32	8,5	16,4	I	I	I	I	I
23	26	Битиктебе	1958-1962	2200	43,40970	42,30440	I	1		I		1	13,3	7,5	15,2	I	I	1	I	I
24	27	Битиктебе	1958-1962	2200	43,40970	42,30400	I	I	I	I		I	13,2	4,5	12,2	I	I	I	I	I
25	28	Битиктебе скв.	1958-1962	2200	43,41500	42,30000	275,2	12,6	37,6 1	123,9		20,8	15	8,0	15,7	1	I	108	224	70
26	31	Уллухурзук (11/99)	1958-1962	2020	43,41668	42,26668	345,2	5	27,5	89,8		21,6	18	6,8	13,9	I	I	33	165	72
27	32	Уллухурзук	1958-1962	1700	43,42613	42,23733	415	14,2	55,3 1	109,1		31,2	19,5	8,0	14,0	I	I	86	215	85
28	33	Картджурт (лево- бережный)	1958–1962	1340	43,52072	42,11852	475	5	2,9 1	137,4	1	42,8	32,5	14,5	19,2	I	I	1	151	96
29	34	Картджурт (право- бережный) 89/04	1958–1962	1720	43,53333	42,11667	I				1		31,8	7,1	13,1		I	1	I	I
30	35	Куяг-кол (Карт- жюрт)	1958–1962	1700	43,54000	42,11867	I	I	I	I	I	I	34	12,0	18,0	I	I	I	I	I
31	37	Кубанский (Киль- ян-су)	1958–1962	1680	43,54270	42,13430	122	10,6	74,9 1	173,5	I	14,4	33,4	5,8	11,7	I	I	168	245	58
32	38	Чемарткол (14/99)	1958-1962	2640	43,44020	42,38750	I	I	1	1	1	I	12	8,0	17,2	I	I	I	I	I
33	39	Измаил-нарзан (p.Чукчур)	1958–1962	2420	43,46020	42,36250	21	4	70,2	96,4	I	11,2	14,6	10,0	18,5	I	I	274	267	51
34	40	Чукчурский правобережный	1958–1962	2260	43,47280	42,31250	282,5	6,5	18,7 1	134,9		49,2	17,4	2,5	10,4	I	I	59	182	102
35	41	Чукчурский тра- вертиновый	1958–1962	2260	43,47280	42,31250	1338	47,5	152,1	362,4		38,4	17,4	3,2	11,1	I	I	88	230	92
36	41a	Чукчурский тра- вертиновый	1958–1962	2260	43,47280	42,31250	1916	52	198,8 2	431,8	I	46,4	17,4	3,5	11,4	I	I	70	218	100
37	42	Тохана верхний	1958-1962	3200	43,45470	42,44500	I	I	I	I	I	I	11,2	15,0	26,2	I	I	I	I	I
38	43	Тохана верхний (14/98)	1958–1962	2760	43,46730	42,44000	4,3	I	66,4 2	404,1		13,4	12,8	5,0	14,7	I	I	I	I	56

	Si		I	37	I	I	I	31	I	55	I	85	54	64	62	61	105	29	I	I	I	I	I
атуры пс	Na-K-Ca		I	142	I	1	I	239	I	200	I	239	333	202	ļ	I	206	273	I	I	I	I	I
емпера	Na-K		I	1	1	1	I	71	I	42	I	76	I	45	I	I	110	141	1	I	I	1	1
OBble T	Na-Li	°C	I	1	1	1	I	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	I	1	1	1
Baa	Mg-Li		I	I	1	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I	I	1
t	прив		14,9	14,7	20,8	14,8	14,3	10,9	11,9	8,7	11,9	9,2	15,6	15,1	8,0	7,4	15,9	14,4	19,3	15,5	16,1	19,3	15,1
t	ИЗМ		5,8	5,6	12,0	10,0	9,5	6,1	8,0	4,4	7,7	5,0	8,0	11,0	4,1	3,5	12,4	10,9	8,4	4,6	6,0	9,2	5,0
ı, м тны пе	нкот ишq боүq	гээгч гэа то ГоапЕ	18, 8	19	23	32,6	36,4	35,4	40,2	44,2	43,8	43,8	59	57,6	58,8	59,6	79	62	7	7	8,2	8	8,6
SiO,	7	u	I	7,0	1	1	I	5,6	1	13,1	1	31,4	12,4	17,2	16,0	15,6	53,4	5,2	1	I	1	1	1
E:	1		I	1	1	1	I	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	1	1	1	1
Ca	5)	ц/	I	171,3	1	1	I	108	I	143,4	I	182,8	173,5	158,4	111,8	616,7	13,41	285,3	1	1	17	480,2	23,7
gM	0	ML/	I	106,9	1	1	I	63,2	I	116,8	I	122,6	49,1	322,2	58,5	332,2	7,52	93,6	I	I	18,5	9,6	10,8
K	{		I	4	I	I	I	64	I	30	I	72,4	5	31,5	20,9	69 0	1,71	71	I	I	I	I	I
Na	3		I	436,9	1	I	I	2318	I	1738	I	2424	8	1735	20,15	3017	36,56	1065	I	I	I	I	I
	Долгота		42,41870	42,42620	42,35450	42,27170	42,23730	42,19030	42,27470	42,10450	42,10300	42,10400	42,03373	42,01870	42,00450	41,98580	41,90002	41,90002	42,50600	42,50000	42,43750	42,44500	42,45250
	Широта		3,51870	.3,52080	3,54170	3,60850	3,63820	.3,60730	3,68850	3,66670	3,65450	3,65450	3,75580	3,76750	3,77180	3,77180	3,93341	3,94067	3,40020	3,40500	3,42570	3,42400	3,42100
AGC.	I I	М	600 4	600 4	500 4	370 4	370 4	360 4	120 4	240 4	200 4	200 4	180 4	160 4	120 4	120 4	000 4	000 4	120 4	100 4	880 4	880 4	880 4
4	Дата с	oroopa	958–1962 2	958–1962 2	958-1962 2	958–1962 1	958–1962 1	958–1962 1	958–1962 1	958–1962 1	958–1962 1	958–1962 1	958–1962	958–1962 1	958–1962	958–1962 1	958–1962	958–1962	958–1962 3	958–1962 3	958–1962 2	958-1962 2	958–1962 2
	Название	источника	Тохана-су	Баркунаул-нарзан <u>1</u> . (Тохана-су)	Худес 1	Элиаурганский 1. (Джалонкольский)	Джалонкольский 1	Джалонкольский 1. нижний	Муздухский (Ами- 1. нокольская группа)	Индышский верх- 1 ний	Индыш скв. 1	Индышский ниж- 1. ний	Верхнемариинский 1.	Среднемариинский 1.	Арбакольский 1.	Нижнемариинский 1	Красногорский 1 1.	Красногорский 2 1.	Инэкли-чат (Мал- 1. ка)	Ирахик-су 1	Кизилкол (верх- няя группа)	Кизилкол 1	Кизилкол 1.
мер	*16	ıgodu	45	46	47	48	49	50	51	54	55	56	57	60	62	63	64	65	99	67	68	69	70
Hc		п/п	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59

Ho	Men			A6c.				;	;				W IPI			Da30	DBMC T	емпера	туры пс	
	*I4	Название	Дата	OTM.	Широта	Долгота	Na	4	gM	Ca	T I	2102	нико чипис ушогу	t <sub>изм</sub>	t <sub>прив</sub>	Ag-Li	Na-Li	Na-K	Va-K-Ca	Si
п/п	пробъ	источника	отоора	М	a				Mr/	ц,		Decord	гээь 1 үэв то үдалС				ů			
60	71	Дарман-су	1958-1962	2600	43,42100	42,50600	1	I	1			1	9,4	4,0	13,1	I	I	I	I	I
61	72	Джилы-су (Малка)	1958-1962	2440	43,42613	42,53481	479,5	23,1	148,3	233	-	08,0	11,1	21,6	30,1	I	I	112	232	136
62	73	Мисост-нарзан	1958-1962	2440	43,42680	42,53481	1	I	104	156,8		1	11,1	22,6	31,1	1	I	1	I	I
63	74	Холодный нарзан (Малка)	1958–1962	2400	43,42650	42,53730	144,2	I	58,1	103,2	1	89,8	13,4	10,0	18,4	I	I		I	128
64	76	Каракая-су верх- ний	1958–1962	2350	43,43970	42,54180	1	I	1	1	1	1	12,6	12,0	20,2	I	I	1	I	I
65	77	Гитче-Тузлук-чат	1958-1962	2040	43,47470	42,55000	I	I	I	I	I	I	16,2	7,8	14,9	I	I	I	I	I
99	78	Горалы-кольский (Малка)	1958–1962	2040	43,47470	42,55000	1	I	1	1	1	1	16,2	9,0	16,1	1	1	1	I	I
67	62	Горалы-кольский (Малка)	1958–1962	1350	43,60420	42,65750	1	1	1	1	1		32,8	10,6	15,3	1	1		I	I
68	80	Шаукольский	1958-1962	2740	43,41880	42,68580	I	I	31,2	79	I	I	20,4	3,1	12,7	I	I	I	Ι	I
69	81	Шаукольский	1958-1962	2740	43,41880	42,68580	I	I	I	I		1	20,4	7,1	16,7	I	I	I	Ι	I
70	83	Шаукольский	1958-1962	2740	43,41880	42,68580	I	I	60,5	84,4	I	I	20,4	$_{3,1}$	12,7	I	I	I	I	I
71	84	Шаукольский	1958-1962	2560	43,42430	42,65000	I	I	10,9	33,4	I	I	18,4	9,3	18,3	I	I	I	I	I
72	84a	Шаукольский	1958-1962	2520	43,42650	42,63880	I	I	16,8	47,4	I	I	18	13,2	22,0	I	I	I	I	Ι
73	85	Шаукольский	1958-1962	2420	43,43420	42,62470	I	I	22,8	79	I	I	17	7,6	16,1	I	I	I	I	I
74	86	Шаукольский	1958-1962	2420	43,43420	42,62470	I	I	27,7	84,8	I	I	17	5,2	13,7	I	I	I	I	I
75	87	Шаукольский	1958-1962	2420	43,43420	42,62470	8,4	I	48,9	74,4	1	19,0	17	10, 3	18,8	I	I	I	I	67
76	88	Шаукольский	1958-1962	2320	43,43750	42,60750	I	I	61,2	225,2	I	I	16	10, 3	18,4	I	I	I	I	I
77	89	Шаукольский	1958-1962	2220	43,45070	42,59180	I	I	I	I	I	I	15,8	9,1	16,9	I	I	I	I	I
78	90	Исламчат	1958-1962	2100	43,43000	42,60700	I	I	25,2	59,3	I	I	15	11,2	18,6	I	I	I	I	I
79	91	Ингушли	1958-1962	3080	43,49120	42,47470	415	3,8	29,7	61,2		20,4	16	4,7	15,5	I	I	I	149	70
80	93	Верхнеэшкакон- ский	1958–1962	1330	43,75330	42,41720	I	I	I	I	1	I	44,8	9,4	14,1	I	I	I	I	I
81	94	Горалы-кольский (Эшкакон)	1958–1962	1410	43,78500	42,41720	1	1	1	1	1	1	48,2	9,8	14,7	I	I	1	I	I

:0	Si		I	I	47	I	I	55	66	I	76	62	106	117	114	35	138	I	I	I
атуры по	Na-K-Ca		I	I	283	I	I	I	249	I	145	260	211	200	181	l	242	I	I	I
емпер	Na-K		I	I	259	I	I	I	111	I	60	219	90	71	62	I	117	I	I	I
OBЫC T	Na-Li	ပိ	I	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I	I
Ea30	Mg-Li		I	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I	1
	гприв		15,6	12,4	14,8	14,0	15,5	14,1	13,1	15,3	12,7	12,7	12,9	12,9	13,9	15,1	15,9	14,9	12,9	14,4
,	I <sub>ИЗМ</sub>		10,2	7,0	9,2	8,4	7,8	10,0	9,0	9,0	9,0	9,0	9,0	9,0	10,0	11,2	12,0	11,0	9,0	10,5
W HPI IG	инко нише ,боуе	Рассто От вер <u>Эльбр</u>	52,8	52,8	56,8	56,8	36,6	39,9	39,9	40,3	41,6	41,6	42,4	42,4	42,4	42,4	42,4	42,4	42,4	42,4
0:0	<b>31U</b> 2		I	I	10,0	I	1	12,8	45,8	I	24,8	16,0	54,6	70,8	65,8	6,5	111,3	I	I	I
.,	ГІ		I	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I	I
ć	Ca	5	I	I	151,4	I	1	97,7	308,7	I	228,7	232,3	186,4	384,6	255,3	179,2	499,6	I	I	I
- 14	Mg	ML	I	I	47	I	I	43,6	141,4	I	87,1	78,9	197,5	147,3	158,1	173,3	192,7	I	I	I
1	4		I	I	11	Ι	I	52	56	I	0,86	10	13,4	19,5	7,6	I	45,9	I	I	I
	Na		I	I	63,4	Ι	I	111,6	1180	Ι	36,7	75,8	370,7	705,8	316	137,5	896,6	I	I	I
	Долгота	-	42,42470	42,42470	42,45600	42,45620	42,48580	42,50450	42,50450	42,54180	42,59030	42,59030	42,61720	42,61720	42,61720	42,61720	42,61720	42,61720	42,61750	42,61750
	Широта	4	3,82330	3,82330	3,85830	3,85830	3,67630	3,70620	3,70620	3,70620	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830	3,70830
AGC.	I I	м	530 4	530 4	610 4	610 4	200 4	160 4	160 4	800 4	070 4	070 4	110 4	110 4	110 4	110 4	110 4	110 4	110 4	110 4
4	Дата с	отбора	1958–1962	1958–1962 1	1958–1962	1958–1962	1958–1962 2	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958-1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958-1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962
	Название	источника	Среднеэшкакон- 1 ский	Абаза-Кишлык 1	Уллу-Баганалы 1	Уллу-Баганалы 1	Канн-тюбе (Хасаут- 1 ская группа)	Главный Хасаут- 1 ский	Хасаутский соле- 1 ный	Батай-кол	Верхнемуштин- 1 ский	Нижнемуштин- 1 ский	Главный (верхний) 1 Долина Нарзанов	Хасаут, Долина 1 Нарзанов	Диабазовый, До- 1 лина Нарзанов					
Mep	- *I	адодп	95	96	97	98	66	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112
Ho		ш/ш	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	66

	Si		88	I	97	80	I	I	I	I	I	I	I	I	126	I	I	I	I	72	I
arypы по	Na-K-Ca		305	I	179	246	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	199	I
emilep.	Na-K	-	187	I	58	110	1	1	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	57	I
OBble T	Na-Li	°	I	I	1	I	1	1	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Ba3	Mg-Li	-	I	I	I	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
t <sub>npus</sub>		-	17,4	17,4	18,6	13,8	14,3	11,0	15,9	14,1	23,3	15,3	18,2	13,3	15,7	13,6	16,3	9,8	13,1	13,5	9,6
$t_{_{ m H3M}}$		-	10,0	10,0	13,0	8,0	8,6	6,8	7,8	6,0	15,2	7,2	10,1	4,5	8,0	4,8	11,0	4,2	7,5	5,5	4,8
зу, м ины нис	iror iliqe ovqč	расс Эльб Эльб	24,8	24,8	24	26	34,6	37	27	27	27	27	27	42,4	39	42,4	46	47	46,4	27,2	44,8
SiO <sub>2</sub>		u	34,8	I	43,2	27,6	1	1	I	I	I	I	1	I	86,0	I	I	I	1	21,8	I
Li		-	I	I	I	I	1	1	1	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Ca		ц,	191	I	234,9	416	1	1	1	I	I	I	I	I	68,3	I	I	I	187,8	191,4	I
Mg		ML/	94	I	112,3	131,2	1	1	1	I	I	I	I	I	56,7	I	I	I	70,3	77,4	I
K			78,4	I	7,6	59	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	20	I
Na			765,8	I	338,9	1256	I	I	I	I	I	I	I	I	320,2	I	I	I	549,9	894,1	I
	Долгота		42,75000	42,75000	42,76720	42,73880	42,87000	42,55810	42,57630	42,57630	42,57630	42,57630	42,58630	42,96800	42,92750	42,97500	43,02000	43,03000	43,01672	42,73880	42,86672
	Широта		13,30800	13,30750	13,30580	13,30150	13,40330	13,72520	3,61730	3,61731	13,61732	13,61700	13,62600	13,33880	13,31880	13,37870	13,30800	13,32430	13,38335	13,47030	13,56677
A6c.		W	100 4	100 2	009	650 4	620 4	200 4	300 4	300 4	300 4	300 4	300 4	500 4	200 4	500 4	500 4	009	009	280 4	380 4
	дата отбора –		958–1962	958-1962	958-1962	958–1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958-1962	958–1962	958-1962	958-1962
Полити	источника		Кыртык 1	Кыртык 1	Верхнеурусбиев- 1 ский	Верхнебаксанский 1	Чатбаш (p. Kamык- 1 cy)	Kambik-cy (Taiphbi- 1 ay3)	Ташорунский 1 (Шаукамский)	Ташорунский 1 (Шаукамский)	Аман-гара (Ташорунский)	Ташорунский 1	Суарык (Ташорун) 1	Сакашиль-су 1 (р. Герходжан-су)	Каярта-Су (р. Гер- 1 ходжан-су)	р. Герходжан-су 1	Амайбаш (р. Кенс- 1 танта)	Горалы-кол (Кенс- 1 танта)	Зыдачит 1	Бильбичанский 1 (р. Тызыл)	Тызыльский 1 (16/99)
мер	*Id	90du	174	175	176	177	178	179	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	195
Ho		ш/ш	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142

H	дэмс	:	ļ	A6c.			Na	K	gM	Ca	Li	SiO,	э' м ины ние	t <sub>uam</sub>	t	Da30	OBBIC 1	семпера	итуры пс	
	*Id	Название	Дата	OTM.	Широта	Долгота			)			4	нкот лшq səүq	МСИ	and n	Mg-Li	Na-Li	Na-K	Na-K-Ca	Si
п/п	ıgodu	источника	otoopa	М					MF,	ц/		u	Paccr bar beg bane				°			
143	200	Кисловодск Доло- митный нарзан, скв. 7, 64,8м	1958–1962	750	43,88334	42,73336	275,3	26,3	125,1	589,7	I	9,2	70,0	17,0	19,6	1	I	179	I	45
144	201	Кисловодск Суль- фатный нарзан	1958–1962	750	43,88335	42,73336	183,7	9,5	253,7	756,9	I	38,5	70,0	16,0	18,6	1	I	118	I	92
145	202	Кисловодск Нар- зан-Каптажный	1958–1962	750	43,88363	42,73336	I	I	I	1	1	1	70,0	12,2	14,8	1	I	1	I	I
146	203	Кисловодск, скв. 5, 146,36 м	1958–1962	750	43,88333	42,73336	1	I	I	1	1	1	70,0	14,0	16,6	1	1	1	I	I
147	204	Кисловодск, скв. 5 бис, 55,4 м	1958–1962	750	43,88333	42,73336	I	I	I	I	I	I	70,0	12,0	14,6	1	I	1	I	I
148	205	Кисловодск, скв. 12, 110 м	1958–1962	750	43,88337	42,73336	I	I	I	1	I	1	70,0	14,0	16,6	1	I	I	I	I
149	206	Кисловодск, скв. 23, 308,27 м	1958–1962	750	43,88334	42,73336	I	I	I	I	I	I	70,0	15,5	18,1	I	I	I	I	I
150	207	Нижнеберезов- ский нарзан	1958–1962	750	43,88000	42,72000	I	I	Ι	I	I	I	68,0	12,0	14,6	I	I	I	I	I
151	208	Верхнеберезов- ский нарзан, скв. 32, р. Подкумок	1958–1962	750	43,88100	42,71000	I	I	I	I	I	1	68,0	15,5	18,1	1	I	I	I	I
152	209	Красный Восток, скв. 54	1958–1962	1000	43,93343	42,28343	I	I	I	I	I	I	67,0	12,5	16,0	I	I	I	I	I
153	210	Новоблагодарное, скв. 46	1958–1962	600	44,11671	42,88338	3631	23	115,8	108,9	I	28,9	67,0	37,0	39,1	I	I	I	I	82
154	211	Ессентуки, ист. 4	1958–1962	680	44,05003	42,86673	2376	15	63,3	145,7	I	17,7	85,0	12,9	15,3	I	I	I	I	65
155	212	Ессентуки, ист. 17, скв. 360, 111,84 м	1958–1962	680	44,05003	42,86673	I	I	I	I	I	I	85,0	14,0	16,4	I	I	I	I	I
156	213	Ессентуки, буро- вая 1, 570,67 м.	1958–1962	680	44,05003	42,86673	1823	13,2	52,3	144,6	I	43,1	85,0	24,0	26,4	I	I	I	I	97
157	214	Ессентуки, буро- вая 1НВ, 1000 м.	1958–1962	680	44,08333	42,88339	I	I	I	I	1	I	85,0	50,0	52,4	I	I	I	I	I

	Si		74	63	I	92	I	37	I	I	I	I	I	I
атуры по	Na-K-Ca		I	I	I	I	I	1	I	I	I	I	I	I
семпер	Na-K		151	152	I	28	I	61	I	I	I	1	123	I
OBLIC 1	Na-Li	° °	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Bac	Mg-Li		I	I	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I
	<i>и</i> прив		62,1	33,1	13,1	19,1	22,3	48,7	23,8	51,1	20,8	28,2	56,8	40,8
,	l <sub>ИЗМ</sub>		60,0	31,0	11,0	17,0	20,2	46,6	21,7	49,0	19,0	26,4	55,0	39,0
W HPI IG	инво нише ,боуе	Pacero 978 To 9786p	95,0	95,0	95,0	95,0	95,0	95,0	95,0	95,0	99,0	99,0	99,0	99,0
0.5	<b>SIU</b> 2		23,1	16,5	I	37,7	I	6,8	1	I	I	I	I	I
	Г		I	1	I	I	I	I	I	I	I	1	I	I
ć	Ca	ц/	538,4	419,1	I	232,2	I	485	1	I	I	I	301	I
- 14	gM	MI	84,7	63,3	I	59,9	I	31	1	I	I	I	40	I
1	4		103,5	76	I	39	I	26	I	I	I	I	36	I
	Na		1409	1016	1	2953	I	1090	I	I	I	I	654,3	I
	Долгота	-	43,05008	42,85004	42,85005	42,85005	42,85005	42,85005	42,85005	43,05007	43,03337	43,03337	43,05002	43,05002
	Широта	4	14,08339	14,08342	14,08342	14,08342	14,08342	14,08342	14,08342	14,06675	44,13341	14,13340	14,13335	14,13335
A6c.	OTM.	W	, 009	, 009	, 009	, 009	, 009	, 009	, 009	, 009	500 4	500	500 4	500 4
	Дата	отбора	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962	1958–1962
	Название	источника	Пятигорск, Горя- чий нарзан, скв. 19, 335 м	Пятигорск, Теплый нарзан, скв. 7 (ана- лог скв. 4 и 24)	Пятигорск, Холодный нарзан	Пятигорск, Соля- но-щелочной, скв. 20, 670,3 м	Пятигорск, Соля- но-щелочной, скв. 14, 260,6 м	Пятигорск, Лер- монтовский	Пятигорск, Крас- ноармейский 1, 97,8 м	Пятигорск, скв. 16, 384,4 м	Железноводск, Незлобинский, 2,1 м	Железноводск, Владимирский ист., 67,46 м	Железноводск, Славяновский, 120 м	Железноводск, Смирновский 1, 32,2 м
Mep	* *1	чдодп	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226
Ho		ш/ш	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169

	Si	I	75	57	101	83	121	I	141	I	I	I	66	144
атуры по	Na-K-Ca	I	240	212	215	206	215	I	210	I	I	I	204	209
емпер	Na-K	I	196	221	190	209	204	I	178	I	I	I	171	159
OBble T	°C °C	I	187	183	185	189	174	I	174	I	I	I	179	186
Ba3	Mg-Li	l	59	51	69	66	78	I	89	I	I	I	90	98
t tupus		27,8	18,9	13,9	17,7	18,7	17,5	15,7	18,7	18,2	25,3	23,7	25,4	27,3
t <sub>H3M</sub>		26,0	11,5	6,5	10,5	11,5	8,3	6,5	9,6	9,0	16,3	14,6	16,4	18,3
з' м ины нис	ппоторато ппотрато Сорус	99,0	10,5	10,5	10,5	10,5	9,6	9,6	9,7	9,7	9,9	9,9	9,9	10,2
SiO <sub>2</sub>		I	23,8	14,0	47,5	30,0	76,5	I	118,6	I	I	I	66,5	127,1
E		I	0,26	0, 19	0,42	0,41	0,88	I	1,9	I	I	I	1,83	2,9
Ca	ц/	l	61,3	73,1	85,6	90,8	46,7	I	91,4	I	I	I	28,8	134,3
Mg	ML	l	10,6	12,5	16,5	14,3	35,4	I	61,4	I	I	I	56,3	69,7
K		I	5,4	5,6	9,6	10	23,5	1	43,5	I	I	I	40,9	51,3
Na		I	49	41,7	91	81,3	200	1	457,5	I	I	I	460	640
	Долгота	43,05000	42,35700	42,35700	42,35630	42,35170	42,35333	42,35261	42,35111	42,35222	42,35180	42,35058	42,35180	42,34185
	Широта	44,11667	43,27478	43,27478	43,28333	43,28333	43,40324	43,40431	43,40270	43,40372	43,40520	43,40589	43,40520	43,40432
A6c.	M M	500	2100	2100	2050	2050	2620	2637	2600	2632	2580	2608	2580	2580
omo T	дата отбора	1958–1962	22.07.98	05.08.99	22.07.98	05.08.99	25.07.98	07.07.00	25.07.98	07.07.00	25.07.98	07.07.00	14.08.99	25.07.98
Π	- пазвание источника	Железноводск, скв. 61, 250 м	Уллукам, верхний нарзан	Уллукам, верхний нарзан	Уллукам, нижний нарзан	Уллукам, нижний нарзан	Нарзан «питье- вой» на правом берегу Битиктебе	Нарзан «питье- вой» на правом берегу Битиктебе	Нарзан в русле р. Битиктебе	Нарзан в русле р. Битиктебе	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битиктебе	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битиктебе	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битиктебе	Джилы-су, ванна No 3 (Битиктебе), нарзан
дэмс	*ыдодп	227	1/98	4/99	2/98	5/99	3/98	3/98-00	4/98	4/98-00	5/98	5/98-00	10/99	6/98
Hc	п/п	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182

	Si		I	96	1	91	I	I	103	I	1	I	I	103
атуры по	Na-K-Ca		I	201	1	199	I	I	179	1	I	I	I	129
семпер	Na-K		I	173	1	160	I	I	128	1	1	I	I	51
OBble 1	Na-Li	°C	I	190	I	181	I	I	142	I	1	I	I	66
Da3	Mg-Li		I	66	I	94	I	I	79	I	I	I	I	56
	ирив		26,5	28,0	28,0	17,6	18,1	17,0	17,4	26,5	22,8	21,7	21,3	17,7
	<sup>1</sup> ИЗМ		17,5	19,0	18,9	9,5	10,0	8,9	11,7	17,5	13,8	12,7	12,2	13,0
W HPI 4G	инко: илшq ,бэүq	гээвЧ оч ве очие	10,2	10,1	10,1	13,2	13,2	13,2	22,0	10,4	10,4	10,2	10,2	32,5
0:5	2010		I	66,8	121,0	36,8	I	I	51,0	1	I	I	I	51,0
:1	ī		I	2,88	3,05	2,31	I	I	1,16	I	I	I	I	0,67
ć	Ca Ca	ц/.	I	140,3	153,3	161,5	I	I	165,3	I	I	I	I	239,3
Ma	M	MI	I	70,6	79,2	66,2	I	I	47,2	I	I	I	I	122,2
2	4		I	54,3	60	38,5	I	I	24,3	1	1	I	I	16,6
Ň	PNI		I	600	811	479,2	I	I	418	1	1	I	I	820
	Долгота		42,34185	42,35030	42,35030	42,30667	42,30667	42,31317	42,19111	42,33926	42,33926	42,34148	42,34906	42,11852
	Широта		43,40432	43,40080	43,40080	43,40973	43,40973	43,41661	43,42613	43,40432	43,40432	43,40324	43,40608	43,52072
A6c.	OTM.	М	2580 4	2580 4	2588 4	2300	2300	2300	1640	2560	2577	2580 4	2588 4	1340 4
	Дата	uruupa	07.07.00	13.08.99	07.07.00	25.07.98	25.08.99	10.07.00	26.07.98	27.07.98	07.07.00	27.07.98	07.07.00	29.07.98
	Название	влинготой	Джилы-су, ванна № 3 (Битиктебе), нарзан	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	Джилы-су, ванна № 1 (Битиктебе), нарзан	Нарзан в правом борту Битиктебе	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	Нарзан № 4 в ле- вом борту р. Уллухурзук	Грязелечебница (Битиктебе), нар- зан	Грязелечебница (Битиктебе), нар- зан	Холодный нарзан (Битиктебе)	Холодный нарзан (Битиктебе)	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань
дэмс	*Id	190dii	6/98-00	66/6	1/00	7/98	7/98-99	7/98-00	8/98	86/6	9/98-00	10/98	10/98-00	11/98
H		ш/ш	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194

2	1		1	1	9	5	17	49		1	49		12	9	5	0
	a l			9	5	9		1			1			~	m m	9
arypы I	Na-K-C		I	145	128	160	169	197	I	I	200	I	134	126	133	211
remnep	Na-K		I	70	56	191	102	145	I	I	145	I	137	60	62	226
OBble 7	Na-Lı	°C	I	42	I	86	158	186	I	I	239	I	142	94	145	175
Ba3	Mg-Lı		I	40	25	I	84	81	I	I	106	I	39	108	I	51
t <sub>upus</sub>			21,2	14,3	13,3	16,4	14,7	28,8	30,6	30,8	25,1	25,7	19,1	18,4	12,7	24,1
t <sub>H3M</sub>			16,8	10,5	5,7	6,7	10,1	20,5	22,3	22,5	17,3	17,9	9,6	14,1	8,0	15,7
ся, м ины нис	пеота шqэ: э <u>үq</u> д	расо в то ап <del>С</del>	32,5	<u>58,0</u>	15,3	13,0	50,0	11,1	11,1	11,2	12,3	12,3	9,4	44,0	35,6	10,3
SiO <sub>2</sub>			l	15,8	13,5	17,5	70,0	139,1	120,4	122,4	139,1	I	63,5	32,5	6,5	15,4
Li			I	0,27	0,11	0,01	2,55	2,18	1,75	1,85	6,5	I	0,176	7,92	5,6	0,195
Ca		ц/	I	239,3	180,9	414,4	454,3	241,1	287,9	276,7	429,9	I	229,5	368	103,2	73,1
Mg		ML	I	102,8	83,8	33,1	147,5	139,3	180,7	164,9	191,3	I	27,77	258,7	60	11,4
K			I	16,4	10	0,7	28,7	31,8	39,5	34,8	60	I	2,5	119,7	50	5,9
Na			I	600	460	6,6	678,5	460	565,4	593,8	860	I	39,1	5766	2061	42,4
	Долгота		42,11852	42,03373	42,43926	42,43963	42,66727	42,53481	42,53481	42,53589	42,54074	42,54074	42,47500	42,09163	42,09063	42,36837
	Широта		13,52072	13,75580	13,48738	13,46829	13,68693	+3,42613	13,42613	13,43372	+3,43711	+3,43711	13,43414	13,65540	13,65510	13,27567
A6c.		W	1260 4	1075 4	2180 4	2760 4	1300 4	2363 4	2363 4	2378 4	2220 4	2220 4	2700 4	1240 4	1360 4	2400 4
Пата	дата отбора		13.07.00	29.07.98	29.07.98	30.07.98	30.07.98	02.08.98	06.08.00	06.08.00	02.08.98	06.08.00	02.08.98	04.08.99	04.08.99	11.08.99
Название	источника		Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	Мариинский нар- зан	Тохана-нижний, нарзан	Тохана-верхний, нарзан	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	Джилы-су, ванна нижняя (р. Малка), Мисост-нарзан	Малка, слабитель- ный нарзан	Малка, слабитель- ный нарзан	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	Индыш, нарзан	Джаланкол, нар- зан	Уллукам верхний, правобережный нарзан
омер	₽PI	оdu	11/98-00	12/98	13/98	14/98	15/98	16/98	10/00	11/00	17/98	00/6	18/98	2/99	3/99	4a/99
H	-	п/п	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208

				_														
IO:	a Si		I	93		89	89	97	1	61	1	68	1	53	87	81	73	85
arypы п	Na-K-C		I	219	I	157	179	207	I	174	I	179	I	193	202	200	218	188
remitep	Na-K		I	224	I	108	141	184	I	143	I	155	I	159	177	175	210	151
OBble 7	Na-Li	ů	I	180	I	109	75	196	I	169	I	192	I	213	116	149	192	180
Da3	Mg-Li		I	80	I	66	36	55	I	71	I	66	I	110	41	42	63	66
t <sub>npus</sub>	-		16,6	23,2	23,5	12,4	12,9	17,2	15,5	21,2	16,8	18,6	18,5	13,0	19,7	13,5	15,7	17,0
$t_{_{ m H3M}}$			8,2	12,4	12,5	6,8	6,6	10,1	8,4	14,2	9,8	10, 3	10,2	3,6	14,3	8,7	6,3	9,6
з, м ины ние	нкот: nшqэ юуqд	Расс от во ЈаћС	10,3	5,6	5,6	37,0	37,6	18,0	18,0	18,8	18,8	14,0	14,0	12,0	40,0	44,8	20,4	17,4
SiO <sub>2</sub>			I	39,0	I	35,5	35,0	43,5	I	15,8	I	19,5	I	12,3	33,5	28,0	22,3	31,5
Li			I	0,803	I	0,68	0,128	0,331	I	0,62	I	0,623	I	3,64	0,283	0,207	0,558	0,713
Ca		ц/	I	67,1	I	195,4	233,1	108,6	I	69,1	I	118,4	I	152,1	182	153,9	158,8	168,6
Mg		ML	I	20,3	I	59,9	39,5	37,1	I	27	I	47,9	I	45,6	91,5	45,1	44,4	54,4
K			ļ	25	I	19,4	8,7	6,7	I	11	I	10	I	50	13,7	6,2	13,6	11,8
Na			ļ	182	I	421,4	130,2	66,7	I	160,8	I	129,8	I	625	146,1	67	109,4	159,4
	Долгота		42,36837	42,38713	42,38713	41,94043	41,98843	42,26668	42,27006	42,25006	42,26528	42,31672	42,31672	42,36672	42,84250	42,86672	42,68963	42,62167
	Широта		43,27567	43,31997	43,31997	43,37347	13,30930	43,41668	43,41992	43,41670	13,42047	43,41667	43,41667	43,41674	43,57967	13,56677	13,36667	13,26767
A6c.	OTM.	W	2400	3075 4	3130 4	1600 4	1800 4	2020 4	2021	2000 4	2007	2380	2380	2680 4	1550 4	1380	2683 4	2100 4
U outo	дата отбора	4	22.07.00	07.08.99	23.07.00	09.08.99	09.08.99	15.08.99	10.07.00	15.08.99	10.07.00	17.08.99	10.07.00	20.08.99	07.09.99	07.09.99	10.09.99	15.09.99
	- Название - источника		Уллукам верхний, правобережный нарзан	Нарзан Леднико- вый (р. Уллукам)	Нарзан Леднико- вый (р. Уллукам)	Керт-Мели (Маго- мет-нарзан)	Махар-нарзан	Нарзан № 1 в пра- вом борту р.Уллу- хурзук	Нарзан № 1 в пра- вом борту р.Уллу- хурзук	Нарзан № 2 в пра- вом борту р. Уллу- хурзук	Нарзан № 2 в пра- вом боргу р.Уллу- хурзук	Битиктебе, нарзан	Битиктебе, нарзан	Чемарткол, верх- ний нарзан	Кинжал, нарзан в русле реки	Тызыл (нижний)	Кыртык, нарзан	Ирик-нарзан
дәмс	₽I4	эоdu	ła/99-00	66/9	00-66/9	66/2	8/99	11/99	11/99-00	12/99	12/99-00	13/99	13/99-00	14/99	15/99	16/99	17/99	18/99
Hc		п/п	209 4	210	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224
		_		_	_													_

					, ,							1				1	
	Si		74	112	77	69	125	86	72	92	83	68	113	79	118	92	116
атуры по	Na-K-Ca		195	187	I	215	103	147	129	96	141	172	190	107	161	117	156
семпер	Na-K		166	150	I	203	119	274	210	84	177	355	390	150	256	234	226
OBble 1	Na-Li	ů	165	185	I	232	103	157	151	88	202	225	191	190	248	151	196
5a3	Mg-Li		47	82	I	80	28	12	31	40	75	24	17	53	49	4	51
	ирив		12,4	16,9	13,6	12,8	13,3	14,0	14,3	18,8	14,7	18,0	16,9	18,0	16,3	18,0	17,1
*	изм		6,4	9,7	7,7	6,1	9,9	10,3	7,4	14,0	8,0	8,5	8,0	8,3	6,1	8,6	9,7
, м ны Ис	инко пипс боловити	тээкЧ тэя то тоатер	20,0	15,6	20,6	21,6	56	60	40	30,5	18	~	9,4	9,3	~	9,3	15
Ci2	3102		23,3	62,5	25,0	20,0	84,1	32,5	22,1	37,8	30,3	19,5	63,8	26,9	71,8	37,8	69,4
::	ī		0,202	1,25	I	0,79	0,151	0,022	0,045	0,401	0,7	0,03	0,034	0,313	0,164	0,018	0,229
Ű	Ca	ц/	142,1	126,9	66,1	105,5	252,4	113,4	124,5	187	73,8	44,4	87,9	337,7	19,3	502,7	53,4
Μα	M B	ML	26,5	44,5	19,8	21,3	108	14,4	7,2	212	24,3	7,1	20,3	36,1	13,9	30,2	23,5
×	4		4,6	19,1	I	12,2	8,4	2,6	3,1	16,8	12,6	2,1	5,1	4,7	3,7	1,6	8,3
Na	119		53,8	263,1	71,8	104,3	420	18,3	42	1673	260	7,8	15	141,2	30,9	16,7	93,8
	Долгота		42,62067	42,55690	42,68338	42,65003	41,89769	41,87028	41,95489	42,02022	42,24731	42,38964	42,51319	42,46397	42,44958	42,49981	42,55533
	Широта	4	43,23973	43,25060	43,26668	43,21676	43,68972	43,70783	43,41803	43,46633	43,42286	43,26619	43,43433	43,43208	43,42814	43,43772	43,46008
A6c.	OTM.	М	1714	2055 4	1676	1904	982	1047	1964	1369	1924	2720	2555 4	2768	2901	2686	2107
	Дата	отоора	15.09.99	16.09.99	16.09.99	17.09.99	12.07.00	12.07.00	13.07.00	13.07.00	20.07.00	22.07.00	05.08.00	07.08.00	07.08.00	09.08.00	10.08.00
	Название	источника	Адыл-су, нижний нарзан	Баксанбаши (По- ляна Нарзанов), нарзан	Нейтрино, вода Эльбрус, нарзан	Шхельда, нарзан	Сентинский нар- зан (с. Нижняя Теберда)	Джингирик, скв.	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	Учкулан, скв.	Нарзан № 3, р. Ул- лухурзук	Нарзан Эльбрус- ский южный	Белый нарзан, р. Кизилкол	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	Ирахлик-сырт, нарзан	Нарзан, р. Кизил- кол, левый берег	Урочище Большой Тузлук, нарзан на правом берегу р. Малка
омер	*I,	чдодп	19/99	20/99	21/99	22/99	2/00	3/00	4/00	5/00	6/00	7/00	8/00	12/00	13/00	14/00	15/00
H		п/п	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239

Приложение 1. Окончание

	Si		38	43	97	111	57	71	74	69	68	1	rovek
атуры п	Na-K-Ca		158	135	101	149	135	94	130	149	133	1	мерам
емпер	Na-K		255	162	107	188	132	88	193	256	209	I	/IOT HC
OBble 1	Na-Li	°C	104	118	107	224	166	124	196	212	202	I	BetcTB)
Ba3	Mg-Li		2	39	36	89	93	60	45	34	38	I	a coote
t	and II.		13,3	14,1	16,3	21,6	17,1	13,5	15,6	13,5	13,3	14,5	номера
$t_{\rm max}$	ИЗМ		5,7	6,1	8,4	13,5	10,1	5,9	6,1	4,0	4,4	3,1	Hble F
1' м іны інс	нко ишс вэүс	тээкЧ ря то ралЄ	17	15	15	13	20	18	14	21	18	×	, ocrani
SiO,	2 ~ ~ ~ 2		7,3	8,5	43,4	62,0	13,6	21,5	23,0	20,0	19,5	I	1963]
Li	1		0,018	0,228	0,143	1,607	2,35	0,339	0,155	0,095	0,127	I	ДЫ,
Ca	;	ц/	68,6	147,5	75,1	180	123,5	58,7	66,8	78,8	81,9	I	Ible BO
Mg	0	ML	39	76,1	40,6	43,6	65,3	20,8	18,8	23,3	26,3	I	ераль
K	{		5,9	17,6	5,9	24	40,5	6,3	3,8	3,6	3,4	I	е мин
Na	3		49,5	447	366	424	1639	575,5	63,7	30	46,7	I	KUCJIBI
	Долгота		42,54089	42,54842	42,54856	42,55336	42,52767	42,47886	42,60342	42,68539	42,64789	42,50964	по [Угле
	Широта		43,47175	43,46131	43,45369	43,43619	43,52875	43,49592	43,40136	43,42203	43,43122	43,30383	й, даны
A6c.	OTM.	М	2170	2296	2262	2321	1997	2183	2714	2727	2530	3259	цифрс
	Дата	oroopa	10.08.00	10.08.00	10.08.00	13.08.00	15.08.00	19.08.00	23.08.00	24.08.00	24.08.00	04.09.00	ые одной 1
	Название	источника	Урочище Малый Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	Урочище Большой Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	Нарзан в лево- бережной балке р. Малка	Нарзан в правом притоке р. Малка (левобережный)	Ингушли, нижний нарзан	Ингушли, верхний нарзан	Исламчат, нарзан	Шаукол, верхний нарзан	Шаукол, средний нарзан	«Странный нар- зан», источник в конечной морене ледника Терскол	проб, обозначениь бования.
омер	*Ic	ıgodu	15-1/00	16/00	17/00	19-1/00	20/00	21/00	22/00	23/00	24/00	26/00	Homepa Tro onpc
Ĥ		п/п	240	241	242	243	244	245	246	247	248	249	+ame

IIau			Абс.		46	Базон	вые темі	пературі	ы по:	Enormation 4
НОМ	lep	Название источника	ОТМ.	l <sub>изм</sub>	u <i>i</i>	Mg-Li	Na-Li	Na-K	Si	1 радиент <i>і</i>
на рис. 5.8	пробы		М			c	°C		-	град/км
		Севе	ерная О	сетия						
		Карм	адон-Ф	риагдон						
1	26/99*	Нижний Кармадон, скв.	1614	65	56	148	191	60	68	120
1	26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	1614	42	33	133	185	45	54	116
1	2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	1543	43,5	34	139	191	47	72	119
2	39/00	Верхний Кармадон, нарзан	2314	54	49	142	244	253	100	152
2	4/03	Верхний Кармадон, нарзан	2296	41,9	37	142	237	236	100	148
3	25/99	Хилаг, Теплинский нарзан	2556	3,5	0	113	279	236	75	174
3	3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	2556	3,8	0	114	265	205	87	165
		Bep.	ховья А	рдона		1		1	1	
4	37/00	Згиль-Чельдиевский нарзан	2069	10,4	4	29	148	153	44	93
4	8/03	Згиль-Чельдиевский нарзан	2069	8,4	2	26	150	159	43	94
5	9/03	Карта, нарзан	2206	7,1	2	28	175	177	74	109
6	36/00	Згиль-1, нарзан	2058	9,7	3	_	_	_	_	_
6	10/03	Згиль-1, нарзан	2058	8,4	2	61	140	115	56	88
7	12/03	Камсхо, нарзан	2026	7	1	44	156	218	55	97
8	13/03	Бубу, нарзан	2347	5,3	1	7	153	191	44	95
9	11/03	Лисри, нарзан	1980	7,1	0	69	153	112	55	96
10	14/03	Калиат, нарзан	2329	7,2	2	24	138	181	66	86
11	35/00	Тиб-1, скв., 150 м	1781	12	4	81	153	142	53	95
11	16/03	Тиб-1, скв., 150 м	1781	_	_	80	162	142	49	101
12	34/00	Верхний нарзан на р. Адайкон- дон	2256	6,8	2	44	186	149	71	116
13	38a/00	Зарамаг, скв. 1	1673	10	2	103	177	112	65	111
13	6/03	Зарамаг, скв. 1	1673	10,7	2	109	189	111	65	118
14	24/99	Тамиск, скв. 3, 750 м	_	15,1	2	26	176	212	43	110
15	33/00	Хасиевский нарзан, р. Зругдон	1805	9,2	2	86	128	89	62	80
15	7/03	Хасиевский нарзан, р. Зругдон	1800	6,7	-1	80	133	85	57	83
16	17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	2094	12,7	7	58	113	39	52	71
			Дигори	я						
17	23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	1945	5,6	-1	124	273	231	75	170
18	31/00	Колтусуар (р. Танадон), нарзан	1954	6,5	0	113	264	210	85	165
19	28/00	Лабода, нарзан	2354	5,3	1	2	170	244	58	106
20	29/00	Мацота, нарзан	2475	3,8	0	-4	151	415	54	94

Приложение 2. Температурные характеристики минеральных источников Казбекской вулканической области

Have			Абс.	4	46	Базов	вые темі	тератури	ы по:	Enormation (
ПОМ	ep	Название источника	ОТМ.	<i>l</i> <sub>ИЗМ</sub>	d <i>i</i>	Mg-Li	Na-Li	Na-K	Si	традиент і
на рис. 5.8	пробы		М		-	0	С			град/км
21	30/00	Харес, нарзан	2268	11,4	6	30	148	143	47	92
22	32/00	Турбаза Дзинага, скв.	1435	12,6	3	73	179	132	98	112
		Юж	сная Ос	сетия						
		Кел	њский р	оайон						
23	18/03	Сба, нарзан	1752	8,2	0	83	157	71	50	98
24	19/03	Суна, нарзан	2045	12,2	6	43	206	112	43	129
25	20/03	Ермани-верхний, нарзан	2324	11,6	7	36	197	172	111	123
26	21/03	Ермани-нижний, нарзан	2162	6,7	1	15	143	96	46	90
27	22/03	Ходзи, нарзан	2226	7,5	2	67	211	131	74	132
28	23/03	Едисса, нарзан	1958	7,3	0	62	217	159	100	136
29	24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	1619	8,6	0	53	205	170	95	128
30	25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	1554	9,5	1	58	172	116	52	108
31	26/03	Бритата, нарзан	1862	8,2	1	45	173	109	48	108
32	27/03	Бритата, верхний нарзан (пра- вобережный)	1942	8,4	1	68	193	125	48	121
33	28/03	Бритата, средний нарзан	1864	12,3	5	53	172	93	47	108
34	29/03	Багиата, скв. 1	1335	11,1	1	72	136	82	61	85
35	30/03	Джава, скв.	1104	11,2	0	49	82	52	98	51
36	31/03	Кесельта, нарзан	1101	12,3	1	83	130	60	55	81
37	32/03	Кобет, нарзан	1705	8	0	90	149	116	108	93
38	33/03	Кировский, нарзан	1495	10,4	1	70	132	75	58	82
39	34/03	Хуце, нарзан	1135	14,5	3	3	110	252	63	69

### Приложение 2. Окончание

\* Цифра в числителе — номер пробы, в знаменателе — год опробования. *Примечание*. dt — разница между измеренной температурой и температурой нейтрального слоя, вычисля-лась по формуле: dt =  $t_{\rm изм} - t_{\rm hc}$ , где  $t_{\rm hc} = -0,0053h + 17,211$ , по [Врублевский, 1954].

### Базовые температуры по: Абс. d*t* Номер t<sub>изм</sub> OTM. Название источника Mg-Li Na-Li Na-K Si пробы °C М Западный Кавказ 29-1/01 Лаштракский нарзан (Кислые ис-1860 16,0 14 65 115 99 109 точники) 29-2/01 Лаштракский нарзан (Кислые ис-1865 10,0 8 50 123 110 88 точники), Святой источник 30/01 Нарзан на правом берегу р. Лаштрак 1829 6 46 102 87 9,0 114 -2 33/01 Чвижепсе, скв. 6, 200 м 250 16,0 60 193 201 72 -2 34/01 Пслух, нарзан 683 12,0 70 154 127 81 -1 35/01 Пслух-верхний, нарзан 1116 9,0 55 158 136 64 Нарзан № 1, верховья р. Мзымта, 36/01 9,5 1 21 160 213 54 1249 правый берег 37/01 Нарзан в верховьях р. Мзымта 1492 7,0 1 \_ \_ \_ \_ 38/01 Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, 1170 7,5 -2 145 66 180 82 правый берег 647 3 54 39/01 Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), 17,0 68 133 48 нарзан 40/01 Чвижепсе, скв. 7, 700 м 250 2 67 64 20,0 151 131 Восточный Кавказ (Дагестан) 228/03 Куанский (верхний), нарзан 1350 10 228 171 48 $^{-1}$ 115 47 229/02 Куанский (главный), нарзан 1312 11 0 139 240 190 230/02 Инхоквари, нарзан 1800 8,2 0 122 254 232 86

### Приложение 3

Приложение 3. Температурные характеристики углекислых источников Западного и Восточного Кавказа

МГ/Л 1,3 1,6 1,91,9 Oxi 1,12,1 I I I I L T I T I минерализация Общая  $\Gamma/J$ 2,3 3,0 0,5 0, 80,80,5 1,00,32,6 1,20,5 1,11,03,1 2,7 OCTATOK Сухой 588,9 2438 1900 2482 2104 2194 416 842 732 948 370 452 586 248 864 т/ли 0,480,500,480,480,430,65 0,65 0,930, 4I I I Ŀ T I I <0,002 0,0020,0020,002 <0,002 <0,002 0,0020,0020,0020,0080,0030,0040,0020,18 $\mathrm{AS}^{3-}$ 0,010,380,941,39 1,25 1,261,261,29 1,590,371,33 ĊŐ, 1,8г/л I I I I  ${\rm H_4SiO_4}$ 122 203 120 190 76 25 73 30 38 22 62 32 59 48 67 127,6 129,2 19,8 $SO_4^{2-}$ Эльбрусская вулканическая область 4,9 4,9 4,9 8,2 5,8 6,6 3,3 4,1 14 Приложение 4. Химический состав углекислых вод Большого Кавказа (макрокомпоненты) L I 0 570,8 137,6 318,4 689,6 426,8581,4113,4 14,5 32,6 14,2 35,4 17,7 70,9 67,4 3,5 ū Долина р. Кубань HCO<sub>3</sub> 1342 1538 1233 1531 1507 366 214 695 378 391 549 537 561 549 580 мг/л 61,4  $Mg^{2+}$ 10,616,568,6 70,6 12,5 14,3 11,420,320,932,2 35,4 69,7 66,2 14,3 134,3 140,3138, 5161,5 61,3 85,6 73,160,941,3 46,7 91,4 73,1 90,8 67,1  $Ca^{2+}$ 64, 54,3 23,5 43,5 51,3 38,5 5,6 9,6 5,9 5,4  $\mathbf{k}^+$ 1025 197,6 547,4 161,7 2,8  $Na^+$ 182 200 640 479 600 458 4 49 4 91 81 115 116 118MB 395 202 293 440 320 300 394 300 251 Εh 23 I I 5,625,725,75 5,835,45 5,686,33 6,605,715,835,85 5,915,585,805,68Ηd 11,5 10,5 11,5 12,4 12,5 18,918,3 19,015,78,3 6,5 8,5 9,6 9,5 ç I 1 Джилы-су, ванна Nº 1 Джилы-су, ванна Nº 3 Нарзан № 3, р. Уллу-Би-Название источника Нарзан Ледниковый Нарзан Эльбрусский Нарзан Ледниковый (Битиктебе), нарзан (Битиктебе), нарзан (Битиктебе), нарзан Джилы-су, ванна № Нарзан «питьевой» Уллукам, нижний Уллукам, правобе-Уллукам, верхний Уллукам, нижний Уллукам, верхний Нарзан в русле р. на правом берегу Нарзан в правом борту Битиктебе режный нарзан р. Битиктебе (р. Уллукам) (р. Уллукам) гиктебе южный нарзан хурзук нарзан нарзан нарзан Номер пробы 00-66/9 46/99 2/98 1/9866/9 6/007/001/00 4/98 6/98 7/98 66/6 4/99 5/99 3/98

Продолжение
4
Приложение

Dxi	г/л	1	1	1	1	,6		1		,6	1	I	1	I	8.	, 6	+,2	1	
C	W					-				-					4	1	4		
Общая минерализаци	г/л	2,2	1,2	0,9	1,0	5,3	5,5	2,7	1,0	4,2	20,4	7,3	2,4	1,6	3,0	2,9	1,8	2,1	1,3
Сухой остаток		1816	868	672	724	1802	4300	2408	788	3328	17820	5880	1856	1148	2752	1900	1468	I	I
ц	мг/л	0,48	0,75	0,38	0,43	1	0,46	0,33	1,02	I	0,39	0,23	1,08	1,18	I	I	I	0,13	0,2
$As^{3-}$		0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	<0,002	0,002	<0,002	0,018	0,01	0,018	0,002	0,002	0,002	0,01	0,002	I	I
CO <sub>2</sub>	$\Gamma/\Pi$	I	I	I	I	1,19	1,36	1,88	1,95	1,39	I	I	2,09	Ι	1,45	1,48	0,43	1,19	I
$H_4SiO_4$		73	31	70	25	82	39	20	36	82	52	10	57	56	25	22	28	26	19
$SO_4^{2-}$		14,8	ı	5,8	9,1	1	164,6	89,7	5,8	139,9	411,5	79,3	1	3,3	19,8	2,5	436,2	398,4	406,6
CI-		297,8	53,2	53,2	99,3	3258	1028, 1	861,5	31,9	809,7	6806,9	1914,5	404,2	120,5	1111,8	57,8	7,1	10,6	7,1
HCO <sub>3</sub>	мг/л	1306	854	598	610	1342	2685	866	708	2013	6407	3002	1336	1086	958	2111	915	1256	555
$Mg^{2+}$		56,3	47,9	37,1	27	47,2	139,5	45,6	17,9	122,2	317,5	75,5	59,9	39,5	102,8	83,8	33,1	36,5	35,3
Ca <sup>2+</sup>		28,8	118,4	108,6	69,1	165,3	145,3	152,1	174,9	239,3	335,7	98,8	195,4	233,1	239,3	180,9	414,4	408	278,5
$\mathbf{K}^+$		40,9	10	6,7	11	24,3	15,5	50	.,7	16,6	138,7	50	19,4	8,7	16,4	10	0,7	0,5	0,6
Na <sup>+</sup>		460	130	67	161	418	132	625	55	820	5934	2061	421	130	600	460	6,6	5,7	6,0
Eh	мΒ	65	129	I	203	I	358	190	380	229	265	66	85	160	208	48	175	240	I
Hd	•	6,25	6,05	5,9	6,21	6,11	6,44	6,89	5,83	5,95	6,56	5,91	6,08	5,65	5,65	6,26	6,13	6,27	6,83
t	°C	16,4	10,1	10,1	14,2	11,7	14,0	3,6	7,4	13,0	14,1	8,0	6,8	6,6	10,5	5,7	6,7	6,6	8,9
Название источника		Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битиктебе	Битиктебе, нарзан	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	Учкулан, скв.	Чемарткол, верхний нарзан	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	Индыш, нарзан	Джаланкол, нарзан	Керт-Мели (Maro- мет-нарзан)	Махар-нарзан	Мариинский нарзан	Тохана-нижний, нар- зан	Тохана-верхний, нар- зан	Тохана-верхний, нар- зан	Тохана-верхний, нар- зан
Номер	про'оы	10/99	13/99	11/99	12/99	8/98	5/00	14/99	4/00	11/98	2/99	3/99	66/2	8/99	12/98	13/98	14/98	14/01	14-5/01

одолжение			Ē	+	+	+ (	+0		Ę		0.0	Ç		Ę	Сухой	Общая	
1		μd	Eh	$Na^+$	$\mathbf{K}^+$	$Ca^{2+}$	$Mg^{2+}$	HCO <sub>3</sub>	Cl-	$SO_4^{2-}$	$H_4SiO_4$	$CO_2$	$AS^{3-}$	Ļ	OCTATOK	минерализация	Oxi
~	7)		мΒ					мг/л				$\Gamma/\pi$		т/л		г/л	т/л
15	6,	8,04	I	6,0	0,4	236,5	36,5	409	5,3	415,2	29	I	I	< 0,1	I	1,1	I
18	7	8,02	1	6,1	0,4	232,5	32,8	390	5,3	407	18	I	I	< 0,1	I	1,1	1
		6,42	76	450	6	176	85,1	2359	53,2	9,9	16	1,76	I	0,28	I	3,1	I
6,	~	6,48	43	2357	73,5	196	205,5	4665	2644,6	18,1	18	2,019	I	0,36	I	10,2	I
, و	0	6,53	195	2460	116	150, 3	80,2	5167	2236,5	100,5	19	2,2	I	0,36	I	10,3	I
10	6,	5,86	420	20,8	14,7	70,1	60,8	502	24,8	33,12	27	1,372	I	0,55	I	0,7	I
è,	5	6,29	145	2075	49,4	110	65,7	3253	1846	62,4	13	2,02	I	0,48	I	7,5	I
%	0	6,00	347	407	17,3	174,3	62	1545	383,4	8,24	77	1,789	I	0,9	I	2,6	I
1,	0	5,14	155	153	8,2	218,4	34	1138	106,5	6,59	77	2,05	I	1	I	1,7	I
, v	4	6,36	257	644	7,4	228,4	153,2	2489	372,7	79,2	82	1,94	Ι	2,6	I	4,0	1
							Доли	на р. Ма	лка								
10		6,23	179	679	28,7	454,3	147,5	2489	821,1	100,4	112	I	0,008	ļ	3676	4,7	
20,	Ś	6,31	201	460	31,8	241,1	139,3	1757	425,4	195,9	222	0,73	0,006	I	2598	3,3	3,2
ς,	0	5,66	415	14,0	4,2	83,2	24,3	384	10,6	9,9	91	1,18	I	0,5	I	0,5	I
22	ω,	6,4	I	414	33,4	232,5	141,1	1660	397,1	189,3	172	0,91	0,006	0,6	I	3,1	I
22	0,	6,43	195	436	35,9	216,4	153,2	2009	379,8	178,1	154	1,035	I	1,4	I	3,4	I
22	<i>.</i>	6,5	1	441	33,6	243,5	155,6	1794	411,3	190,9	174	0,97	0,004	0,7	1	3,3	1
17	ε,	6,34	230	860	60	429,9	191,3	2824	1005,8	122,6	222	0,6	0,4	I	4384	5,5	6,1

Продолжение
4
Приложение

ź.	ц/	6														
Ô	ML,	5,														
Общая минерализация	г/л	1,4	1,9	0,3	2,0	I	0,7	1	2,3	1,5	2,0	3,8	1,9	0,6	0,6	0,7
Сухой остаток		1300	I	I	I	I	1	I	1	I	I	I	I	-	I	I
Ц	МГ∕Л	I	0,6	0,5	0,6	I	0,6	I	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	0,2	0,2
$As^{3-}$		0,15	0,006	0,004	I	I	1	1	I	I	I	I	I	-	0,004	I
$CO_2$	г/л	1,44	1,22	1,67	1,82	I	1,24	I	1,99	1,24	I	1,55	1,9	1,37	2,08	1,65
$\mathrm{H_4SiO_4}$		102	51	115	61	I	113	I	21	68	105	29	39	39	35	36
$\mathrm{SO}_4^{2-}$		25,5	106,2	18,9	6,6	I	10,7	I	25,5	11,5	19,8	26,3	8,2	24,7	14,8	13,2
C1-		39,7	92,2	21,3	5,7	I	92,2	1	212,7	255,3	460,9	744,5	354,5	85,1	28,4	49,6
HCO <sub>3</sub>	мг/л	1037	1239	195	1526	I	433	1	1452	793	934	1904	964	354	446	439
${\rm Mg}^{2+}$		27,77	57,2	19,5	48,6	I	36,5	1	94,8	70,5	60,8	71,7	30,4	31,6	35,3	35,3
Ca <sup>2+</sup>		229,5	302,6	22	410,8	I	58,1	1	143,3	74,1	177,4	119,2	59,1	72,1	82,2	84,2
$\mathbf{K}^+$		2,5	3,9	3,4	1,1	I	7,7	I	16	6,1	23,3	37,2	5,9	3,9	3,1	3,4
$\mathrm{Na}^+$		39,1	120	29,5	16,2	1	84	I	340	250	320	920	455	50,0	25,2	41,6
Eh	мΒ	95	270	360	325	I	335	I	290	340	420	370	300	380	310	315
Hd	4	5,55	6,03	5,32	6,07	1	5,74	1	6,12	5,94	6,48	6,22	5,94	5,55	5,60	5,67
t	°C	9,6	8,3	6,1	8,6	4,5	9,7	5,7	6,1	8,4	5,6	10,1	5,9	6,1	4,0	4,4
Название источника		Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	Ирахлик-сырт, нарзан	Нарзан, р. Кизилкол, левый берег	Серебряный источ- ник (пресный), р. Ки- зилкол	Урочище Большой Тузлук, нарзан на пра- вом берегу р. Малка	Урочище Малый Туз- лук, нарзан в левобе- режной балке р. Малка	Урочище Большой Тузлук, нарзан в ле- вобережной балке р. Малка	Нарзан в левобереж- ной балке р. Малка	Нарзан в правом при- токе р. Малка (право- бережный)	Ингушли, нижний нарзан	Ингушли, верхний нарзан	Исламчат, нарзан	Шаукол, верхний нарзан	Шаукол, средний нарзан
Номер	пробл	18/98	12/00	13/00	14/00	C-1	15/00	15-1/00	16/00	17/00	19/00	20/00	21/00	22/00	23/00	24/00

Продолжение	
ше 4.	
Приложен	

						_		_						_		_				
Oxi	мг/л	Ι		0,4	0,5	1	0,6	I	I	0,8	0,9	0,6	I	1,2	I	I	I	I	I	I
Общая минерализация	г/л	0,5		1,9	1,3	1,5	1,7	2,3	1,9	1,0	1,9	0,6	0,6	1,0	I	2,5	5,5	2,8	0,8	6,4
Сухой остаток		I		1400	920	1142	1276	I	I	969	1528	470	I	770	I	I	I	I	I	I
Ļ	т/л	0,52		0,23	0,20	0,20	0,36	0,94	0,78	0,20	0,21	0,20	0,63	0,24	I	0,39	1,3	1,1	0,23	2,3
$As^{3-}$		I		0,004	0,002	0,002	0,002	I	I	0,002	0,002	0,002	I	0,002	I	I	I	I	I	I
$CO_2$	г/л	I		1,16	I	2,11	1,77	1,5	0,078	1,7	1,82	I	2,30	I	I	1,424	1,708	1,63	1,4	1,087
${\rm H_4SiO_4}$		42		54	45	36	50	70	58	37	100	40	51	32	I	22	80	90	26	64
$\mathrm{SO}_4^{2-}$		11,54		194,2	38,7	365,4	98,8	118,6	128,6	6,6	11,5	30,5	29,6	17,3	I	115,2	278,4	528	42,8	9,6
Cl-		5,32	ксан	70,9	70,9	7,1	141,8	184,6	184,6	56,7	258,8	70,9	65,9	177,3	I	113,6	1075,6	205,9	8,9	1633
$HCO_{3}^{-}$	мг/л	403	ча р. <i>Б</i> а	1196	866	714	1025	1435	1148	690	1123	330	317	488	I	1866	2584	1364	574	2870
${\rm Mg}^{2+}$		24,32	тор	103	56,3	51,6	65,9	80,2	79	32,3	61	19,8	20,4	22,7	I	58,4	86,3	125	31,6	48,6
$Ca^{2+}$		90, 18		205,4	175,7	181,6	189,6	214	116,2	159,9	141,1	66,1	65,5	117,4	I	74	332,7	235,5	99	168,3
$\mathbf{K}^{+}$		3,7		9,2	8,	1,5	3,3	16,6	15,8	6,	2,6	8,	6,1	7,4	I	5,4	97,5	44,5	2,2	9,76
$\mathrm{Na}^+$		8,5		15	82	14	18	235	232	51	31	7	62	12	I	300	1026	291	35	1612
Eh	мΒ	Ι		360	423	286	267	314	260	265	285	430	I	130	271	291	240	228	130	110
Hd	4	5,52		6,30	5,92	5,90	6,08	6,16	8,19	5,96	6,02	6,06	6,1	5,83	5,98	6,15	6,36	6,06	5,71	6,64
t	°C	10,7		14,3	8,7	6,3	9,6	10,0	14,3	6,4	9,7	7,7	I	6,1	10,5	5,0	17,2	14,1	7,5	I
Название источника		Терскол, нарзан		Кинжал, нарзан в русле реки	Тызыл, нижний нарзан	Кыртык, нарзан	Ирик-нарзан	Ирик-нарзан	Ирик-нарзан, ниж- няя часть ручья	Адыл-су, нижний нарзан	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	Нейтрино, вода Эльбрус, нарзан	Нейтрино, вода Эльбрус, скв.	Шхельда, нарзан	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	Герхожан-су, нарзан	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	Верхний Баксан, нар- зан выше селения	Зыдачит, нарзан	Тырныауз, скв.
Homep	IIPOObI	25/00		15/99	16/99	17/99	18/99	8/01	8-4/01	19/99	20/99	21/99	21/99-00	22/99	6/01	7/01	9/01	10/01	11/01	12/01

Номер пробы         Название источи           4/01         Гекташ (р. Чегем)           5/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан           5a/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан           5a/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан           25/01         Нарзан Домбай, у моста           23/01         Горалы-кол (Джо           23/01         Горалы-кол (Джо           24/01         Горалы-кол (Джо           25/01         Геберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           гор.         Сентинский нал           2000         Сентинский нал																		
прооы         ч/01         Гекташ (р. Чегем           4/01         Гара-Азау-су (р.           5/01         Гара-Азау-су (р.           26/01         Нарзан Домбай, выл           23/01         Горалы-кол (Дж           25/01         Горалы-кол, гла           6.н.         Теберда, санатор           6.н.         Секв. 223-бис, 400           6.н.         Секв. 223-бис, 400           100         Сентинский нап	ника	t	Hd	Eh	$Na^+$	$\mathbf{K}^+$	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub>	Cl-	$\mathrm{SO}_4^{2-}$	$\mathrm{H_4SiO_4}$	$CO_2$	$\mathrm{As}^{3-}$	Ъ	Сухой остаток	Общая минерализация	Oxi
4/01         Гекташ (р. Чегем нарзан           5/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан           5/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан, выл           5/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан, выл           26/01         Нарзан Домбай, у моста           23/01         Горалы-кол (Дж           23/01         Горалы-кол (Дж           23/01         Горалы-кол (Дж           23/01         Горалы-кол (Дж           25/01         Теберда, санатор           скв. 229-бис, 400         скв. 229-бис, 400           6.н.         Теберда, санатор           скв. 229-бис, 400         сив. 229-бис, 400           7/00         Сентинский нап		°		мB				V	11/Л				г/л		мг/л		г/л	МГ/Л
4/01     Гекташ (р. Чегем нарзан       5/01     Гара-Азау-су (р. гем), нарзан       5a/01     Гара-Азау-су (р. гем), нарзан       5a/01     Гара-Азау-су (р. гем), нарзан       26/01     Нарзан Домбай, у моста       23/01     Горалы-кол (Джо       25/01     Горалы-кол санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       скв. 223-бис, 400     (по ГНИИК в П       порске)     Сентинский нап								нтоЦ	ta p. He	мәг								
5/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан           5a/01         Гара-Азау-су (р. гем), нарзан, выл           26/01         Нарзан Домбай, у моста           23/01         Горалы-кол (Джи           23/01         Горалы-кол (Джи           24/01         Горалы-кол, Гла           25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           7/00         Сентинский нар	M), 1	10,5 (	6,36	318	314	35,3	174,3	127,7	1579	177,5	110,4	26	0,958	I	0,32	I	2,5	I
5а/01     Гара-Азау-су (р. гем), нарзан, выл       26/01     Нарзан Домбай, у моста       23/01     Горалы-кол (Джо       23/01     Горалы-кол (Джо       24/01     Горалы-кол, гла       25/01     Горалы-кол, гла       25/01     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Сентинский нал	He-	6,5	6,18	260	440	31,1	142	40,1	1865	142	19,7	77	1,89	I	1,3	I	2,7	I
26/01         Нарзан Домбай, у моста           23/01         Горалы-кол (Дж           23/01         Горалы-кол (Дж           1ат), нарзан № 2         24/01           24/01         Горалы-кол, Гла           25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           100 Скв. 22Э-бис, 400         100 Гентинский нап	Че- ход 2	1	7,29	1	561	41,3	156	59,6	2062	181,1	21,4	90	I	I	0,88	I	3,1	I
26/01         Нарзан Домбай, у моста           23/01         Горалы-кол (Джол), нарзан № 2           23/01         Горалы-кол, Гла           24/01         Горалы-кол, Гла           25/01         Геберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           6.н.         Теберда, санатор           порске)         скв. 22Э-бис, 400           7/00         Сентинский нап								Долини	1 p. Te6	epda								
23/01     Горалы-кол (Дж. гат), нарзан № 2       24/01     Горалы-кол, Гла       25/01     Геберда, санатор       25/01     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       7/00     Сентинский нап	CKB.	8,5	6,48	155	900	5,4	124,2	128,9	2745	468,6	8,2	64	1,73	I	1,6	I	4,4	I
24/01     Горалы-кол, Гла       25/01     Гджемагат), нар:       25/01     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       6.н.     Теберда, санатор       (по ГНИИК в П     порске)       22/00     Сентинский нап	ema-	6,5	6,00	220	55	e	78,1	20,6	447	35,5	3,3	56	1,82	I	0,87	I	0,6	I
25/01         Теберда, санатор           25/01         Теберда, санатор           скв. 22Э-бис, 400         скв. 22Э-бис, 400           б.н.         Теберда, санатор           б.н.         Теберда, санатор           (по ГНИИК в П         порске)           2/00         Сентинский нап	вный зан	1	5,76	204	296	12,6	224,4	65,6	1627	195,2	16,5	88	1,76	I	1,8	I	2,4	I
<ul> <li>б.н. Теберда, санатор</li> <li>скв. 22Э-бис, 400</li> <li>(по ГНИИК в П</li> <li>порске)</li> <li>2/00 Сентинский нап</li> </ul>	рий, 1 0 м	16,0	6,44	179	1140	21,8	96,2	154,4	2965	734,8	19,7	86	I	I	1,5	I	5,1	I
2/00 Сентинский нар	рий, 0 м Іяти-		6,40	1	1038	17,8	232,3	131,8	2900	709,2	23,5	l	1,777	1	1	I	5,1	I
сел. Нижняя Теб	озан берда)	9,9	5,95	391	293	<i>с</i> ,	222	90	1538	216,3	3,3	101	I	<0,002	0,38	1730	2,4	I
3/00 Джингирик, скв.	. 1	10,3	5,64	446	15,	4	106	20,9	452	7,1	4,1	35	1,89	<0,002	0,2	402	0,6	I
								Сква	жины К	MB								
К-1 Пятигорск, скв.	19	60	6,5	I	1672	80	394,5	55	1924	1483	1230,4	95	0,6	I	1,5	I	6,8	I
К-2 Пятигорск, скв.	33	20	I	I	1403	82	682,5	136,8	2161	1440,9	1653	30	I	I	0,5	Ι	7,6	I
КЗ Пятигорск, скв. 2 бис	26-	38	6,7	I	536	22,7	297,3	33,9	1117	477,7	438,7	36	0,6	I	0,4	I	2,9	I
К-4 Железноводск, скв. 69		51	6,8	I	703	31,6	276,7	39,5	1287	292,8	916,8	57	0,5	I	1,5	I	3,5	I
К-5 Ессентуки, скв.	39 1	11,8 (	6,72		2557	18	111,7	46,5	1449	1685	28	18	1,9	I	0,5	I	5,9	I

Oxi	МГ/Л	I	I	I	I	I	I	I	I	I			3,2	0,8	I	3,5	2,2	I	I	I
Общая минерализация	г/л	7,8	0,7	2,5	4,6	6,6	1,4	4,2	3,6	1,5			3,2	2,0	1,9	5,2	3,3	3,2	7,5	5,9
Сухой остаток		I	I		I	I	I	I	I	I			3200	1670	1,83	5302	3072	2,6	I	6,43
ц	мг/л	0	l	l	1,2	0	0,38	0,3	0,75	0,1			1,80	0,20	0,25	3,80	3,70	6,1	1,6	1,1
As <sup>3-</sup>		I	I	Ι	I	I	I	I	I	I			0,002	0,002	I	0,002	0,002	I	I	I
CO <sub>2</sub>	г/л	0,7	0,1	0,4	0,4	I	I	I	I	I			I	I	2,112	I	I	0,016	2,50	0,55
$H_4SiO_4$		26	44	-	106	60	24	27	20	12			18	53	I	42	29	I	84	I
$\mathrm{SO}_4^{2-}$		945,6	132	I	1400,7	2117,6	366,7	763	675,7	319	acmb	дон	1822,9	23	19,13	4,1	2,5	8,2	116,9	80,7
CI-		803	65	403,8	447	38,8	71,6	238,2	190,9	63	ская обл	и Фиаг	191,4	616,9	567	2960,3	1489	1525	3758	2872
$HCO_{3}^{-}$	мг/л	3904	268	1329	1376	2855	556	2082	1773	741	лканиче	еналдон	293	969	671	244	622	519	903	732
$Mg^{2+}$		223,3 0,4 19.5	19,5	56,8	381,1	56,1	136,8	109,9	63	кая ву	4ы p. I	160,5	37,7	19,4	10,8	5,9	6,1	49,4	48,6	
Ca <sup>2+</sup>		1022,3	5	105,4	394,7	739,9	308	630,7	558,8	256	Казбек	тоЦ	586,4	94,8	90,2	181,9	56,3	50,1	97,2	291
$\mathbf{K}^+$		50	8	5,2	48,2	13,5	20,7	15	16,8	12			0,9	5,8	47	78,1	:3,3	7,4	280	208
$Na^+$		818	195	60	891	495	39	291	243	52			13	48	440	177	112	1110	2270	1640
Eh	мΒ	I	I	Ι	I	I	I	I	I	I			-145	50	50	I	I	I	I	I
Hd	4	6,7	8,7	Ι	6,8	6,2	6,3	6,28	6,2	6,55			7,05	6,29	5,64	7,3	7,4	7,17	6,5	6,17
t	°C	45	44	23,5	51	14,4	12,5	14,7	13,4	12,5			15,1	3,5	3,8	65,0	42,0	43,5	54,0	41,9
Название источника		Ессентуки, скв. 1КМВ-бис	Ессентуки, скв. 55	Ессентуки, скв. 1-Э	Железноводск, скв. 70	Кисловодск, скв. 1-ОП	Кисловодск, скв. Нарзан	Кисловодск, скв. 5-0	Кисловодск, скв. 12	Кисловодск, скв. 5-0 бис			Тамиск, скв. 3, 750 м	Хилаг, Теплинский нарзан	Хилаг, Теплинский нарзан	Нижний Кармадон, скв.	Нижний Кармадон, скв. новая	Нижний Кармадон, скв. 29	Верхний Кармадон, нарзан	Верхний Кармадон, нарзан
Homep	прооы	K-6	K-7	K-8	K-9	K-10	K-11	K-12	K-13	5/06ис			24/99	25/99	3/03	26/99	26-1/99	2/03	39/00	4/03

инэжиодод
4
Приложение

Oxi	МГ/Л		2,6	I	I	I	I	I	I	I	I	I		I	I	I	I	I	I	I	I	I
Общая минерализация	г/л		5,3	0,2	0,1	0,2	2,4	1,7	0,6	0,3	0,5	0,8		9,2	1,1	6,4	1,2	2,5	1,6	5,2	5,5	8,4
Сухой остаток			4500	I	I	I	I	I	I	1	I	I		I	I	I	0,84	I	I	I	4,61	6,28
Ц	т/л		0,20	0,85	0,53	0,2	0,34	1,18	0,12	0,25	0,17	0,3		1,38	0,98	1,85	0,08	0,98	0,58	1,18	0,95	0,74
$As^{3-}$			0,002	I	I	I	I	I	I	I	I	I		I	I	I	I	I	I	I	I	I
CO <sub>2</sub>	г/л		1,85	0,64	2,64	0,69	2,26	1,35	0,02	1,58	1,656	0,88		0,44	0,84	0,50	I	1,30	0,05	0,37	1,5928	1,276
$H_4SiO_4$			58	23	19	14	54	55	40	18	22	42		29	43	22	19	21	17	26	28,0	26,4
$SO_4^{2-}$		рский	2,5	0,8	18,9	5,8	4,9	14	42,8	29,7	37,9	39,5		111,9	14	70,8	44,5	15,6	15,6	25,5	32,9	152
Cl-		к-Балка	1588,3	4,3	8,5	7,5	567,3	249,9	14,2	7	10,6	12,4	дон	829,5	45,7	134,4	7,09	41,5	20,2	1240,9	1319	653
HCO <sub>3</sub>	мг/л	v u <sup>Чере</sup>	2056	122	85	171	1098	903	430,6	251,2	323	559	на р. Ар	5699	781	4467	842	1831	1139	2319	2440	5197
${\rm Mg}^{2+}$		p. Ypy	86,2	4,9	4,9	4,3	34,9	29,6	3,6	13,4	35,2	40,1	Поли	62,6	21	90,4	40,13	33,7	32,5	31,8	55,9	71,7
$Ca^{2+}$		Полины	406,6	33,7	23,8	35,7	200,4	101,2	18	26	50,1	70		226,3	174,6	406,8	216,43	335,3	311,6	162, 7	158	210
$\mathbf{K}^+$			0,4	0,5	1,1	1,1	34,0	7,1	3,3	-	0,7	1,4		22,7	1,8	39,8	1, 14	5,6	2,4	24,7	34	29
$Na^+$			116	3,1	3,0	22,3	431	397	120	3,8	7,5	73,8		2210	80,2	1223	21,0	282	73	1350	1510	2070
Eh	мΒ		340	360	340	350	290	I	-30	281	275	306		320	275	230		264	334	145	270	I
Hq	4		6,30	5,40	5,35	6,05	5,96	6,0	7,65	5,42	5,42	5,81		6,48	6,02	6,26	6,42	6,01	6,00	6,16	6,33	6,74
t	°C		5,6	5,3	3,8	11,4	6,5	12,6	32,5	6,5	4,2	7,2		9,2	6,8	12,0	16,2	9,7	10,4	10,0	10,7	6,7
Название источника			Кубус (р. Танадон), нарзан	Лабода, нарзан	Мацота, нарзан	Харес, нарзан	Колтусуар (р. Тана- дон), нарзан	Турбаза «Дзинага», скв.	Герпегеж, скв.	Ортозюрек, нарзан	Штуллу, нарзан в ле- вом борту р. Кара-су	Ахсу, нарзан в пра- вом борту р. Кара-су		Хасиевский нарзан, р.Зруг-дон	Верхний нарзан на р. Адайкондон	Тиб-1, скв., 150 м	Тиб-2, скв.	Згиль-1, нарзан	Згиль-Чельдиевский нарзан	3apamar-1, ckb.	3apamar-1, ckb.	Хасиевский нарзан, р. Зруг-дон
Homep	прооы		23/99	28/00	29/00	30/00	31/00	32/00	1/01	2/01	3/01	3a/01	-	33/00	34/00	35/00	35-1/00	36/00	37/00	38a/00	6/03	7/03

	Oxi	МГ/Л	I	I	I	I	I	Т	Ι	T	I		I	I	I	I	Ι	I	I	I	I	I	I
	Общая минерализация	г/л	1,6	3,0	3,2	4,3	2,8	2,1	1,4	6,6	3,7	-	4,5	2,5	2,1	1,3	2,3	2,6	2,3	2,4	2,0	2,8	2,2
	Сухой остаток		1,17	2,23	2,25	2,67	2,2	1,37	1,17	4,56	2,82	-	3,68	1,94	1,55	1,15	1,72	1,82	1,61	1,78	1,44	1,8	1,74
	ц	мг/л	0,26	0,62	0,49	0,28	0,2	0,12	0,25	1	0,28		-	0,24	0,55	0,19	0,25	0,3	0,4	0,26	0,24	0,24	0,21
	$As^{3-}$		I	I	I	I	Ι	Ι	Ι	I	I		I	Ι	I	I	Ι	I	I	I	Ι	I	I
	$CO_2$	г/л	1,0384	2,332	1,716	1,408	1,5	1,98	1,6632	1,254	1,5576		1,3904	1,628	1,8568	1,7512	1,9888	2,552	1,782	2,486	1,7512	1,628	1,7
	$H_4SiO_4$		14,4	41,6	20,8	28,8	25,6	20,8	48,8	22,4	26,4		23,2	20,0	112,1	23,1	52,8	96,1	89,7	25,6	24,0	25,0	24,0
	$SO_4^{2-}$		21,4	6,6	13,2	14,8	8,2	34,6	14,8	69,2	79,1	-	70,8	136,7	13,2	16,5	16,5	19,7	9,8	47,8	39,5	28,1	13,2
	CI-		17,7	17,7	56,7	17,7	14,2	14,2	14,2	142	160	впи	326	42,5	24,8	10,6	53,2	56,7	42,5	63,6	42,5	78	42,5
	HCO <sub>3</sub>	мг/л	1159	2288	2379	3142	2135	1586	1068	4636	2440	ная Осен	2830	1723	1556	946	1693	1998	1769	1678	1464	2074	1598
	${\rm Mg}^{2+}$		27,9	30,4	49,8	48,6	51,1	48,6	63,2	122	43,8	Юж	48,6	66,99	51	26,7	23,1	91,2	51	54,7	53,5	42,5	30,4
	Ca <sup>2+</sup>		297	661	359	518	437	361	160	309 116		170	451	341	267	377	311	361	331	317	346	391	
	$\mathbf{K}^+$		3	2,6	9,2	13	13	2,3	7,4	47	4,2		12	2,5	3	1	4,2	6,6	5,7	5,9	2,8	6,8	3
	$\mathrm{Na}^+$		60	44	340	590	180	27	89	1270	820		1000	109	90	25	130	164	109	196	85	200	125
	Eh	мΒ	210	250	150	I	Ι	100	Ι	I	130		200	150	165	170	230	150	170	210	100	300	I
	Hd		6,1	6,24	6,28	6,52	6,3	5,97	6,05	6,79	6,31		6,37	6,24	6,13	5,91	6,16	6,03	6,13	6,1	6,07	6,16	6,42
	t	°	8,4	7,1	8,4	7,1	7	5,3	7,2	I	12,7	_	8,2	12,2	11,6	6,7	7,5	7,3	8,6	9,5	8,2	8,4	12,3
ние 4. Продолжение	Название источника		Чельдиевский нар- зан	Карта, нарзан	Згиль-1, нарзан	Лисри, нарзан	Камсхо, нарзан	Бубу, нарзан	Калиат, нарзан	Тиб-1, скв., 150 м	Закка (Кесатикау), нижний нарзан		Сба, нарзан	Суна, нарзан	Ермани-верхний, нарзан	Ермани-нижний, нарзан	Ходзи, нарзан	Едисса, нарзан	Згубир, верхний нарзан №2	Згубир, верхний нарзан № 1	Бритата, нарзан	Бритата, верхний нарзан (правобереж- ный)	Бритата, средний нарзан
Приложе	Homep	прооы	8/03	9/03	10/03	11/03	12/03	13/03	14/03	16/03	17/03		18/03	19/03	20/03	21/03	22/03	23/03	24/03	25/03	26/03	27/03	28/03
Oxi	т/л	I	I	I	I	I	I			I	I	I		I	I	I	I	I	I				
------------------------	-------	-----------------	-------------	------------------	---------------	-------------------	--------------	---------	----------	--	--	---------------------------------------	----------	--	----------------------------	---------------	----------------------------	--	---------------------------------				
Общая минерализация	г/л	5,3	5,1	12,9	6,0	5,7	1,5			4,6	2,3	2,4		2,8	2,5	4,1	2,0	0,3	0,4				
Сухой остаток		3,86	4,38	9,52	4,86	4,38	34,03			I	I	1		I	I	I	I	I	1				
Ĺ.	т/л	0,85	0,28	0,56	0,47	0,63	0,16			0,56	0,19	0,2		1,3	I	0,64	0,24	0,12	0,13				
$As^{3-}$		I	I	I	I	I	I			I	I	I		I	I	I	I	I	I				
CO <sub>2</sub>	г/л	5,456	0,1584	0,9504	1,716	1,5752	1,056			1,47	2,053	0,97		1,76	1	1,58	1,58	1,056	1				
$H_4SiO_4$		30,4	36,8	28,8	105,7	30,4	41,6			108,9	58,9	56,4		I	51,2	44,8	32,0	22,4	48,0				
$\mathrm{SO}_4^{2-}$		14,8	18,1	19,8	9,9	13,2	51,1			23	19,7	13,2		I	28	24,7	26,3	21,4	14,8				
CI-		227	1624	993	454	241	28,3	Кавказ	ая Лаба	514,7	159,7	202,4	тта	65,2	49,7	58,6	5,3	7,1	4,3				
HCO <sub>3</sub>	мг/л	3611	1784	8296	3843	3904	1068	ппадный	. Больши	2765	1545	1627	a p. M3b	2032	1800	2969	1434	203	262				
$\mathrm{Mg}^{2+}$		72,9	74,1	196	51	69	32,8	eepo-30	д рникс	15,8	7,3	24,3	Долини	27	32,8	63,2	42,5	1,2	21,8				
Ca <sup>2+</sup>		210	62, 1	136	130	138	287	U	Щ	104,2	202,4	108,2		484	382,7	114,2	158,3	64,1	52,1				
$\mathbf{K}^+$		20	13	43	52	17	9			14,1	4,3	5,5		13	9,2	17,8	6,6	1,5	1,2				
$Na^+$		1120	1506	3230	1500	1300	70			1120	320	410		170	188	820	278	18,6	7,0				
Eh	мΒ	240	80	250	240	230	270			168	210	233		195	T	104	225	245	I				
Hu	1	6,49	7,2	7,07	6,53	6,51	6,12			6,54	5,77	6,05		6,07	6,30	6,36	6,24	5,64	I				
t	°	11,1	11,2	12,3	8	10,4	14,5			16,0	10,0	9,0		16,0	I	12,0	9,0	9,5	7,0				
Название источника		Багиата, скв. 1	Джава, скв.	Кесельта, нарзан	Кобет, нарзан	Кировский, нарзан	Хуце, нарзан			Лаштракский нарзан (Кислые источники)	Лаштракский нарзан (Кислые источники), Святой источник	Нарзан на правом берегу р. Лаштрак		Чвижепсе, скв. 6, 200 м (данные ОАО Мацеста)	Чвижепсе, скв. 6, 200 м	Пслух, нарзан	Пслух-верхний, нар- зан	Нарзан № 1, верхо- вья р. Мзымта, пра- вый берег	Нарзан в верховьях р. Мзымта				
Номер	пробы	29/03	30/03	31/03	32/03	33/03	34/03			29-1/01	29-2/01	30/01		33/01	33/01	34/01	35/01	36/01	37/01				

сение 4. Окончание		t		Eh	$Na^+$	$\mathbf{K}^+$	Ca <sup>2+</sup>	$Mg^{2+}$	HC0 <sup>-</sup>	CI-	$\mathrm{SO}_4^{2-}$	H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub>	co	As <sup>3-</sup>	Ц	Сухой	Общая	Oxi
Название источника °C рН <u>ти</u> ти	°C pH m training the second se	pH mB mB	MB	3	:		3		иг/л	5	5 4	140104	<u>с</u> с 2		 MГ/Л	OCTATOK	минерализация г/л	1 1 1 1
Нарзан № 2, вер- ховья р. Мзымта, правый берег	7,5 6,23 350 352 9,	6,23 350 352 9,	350 352 9,	352 9,	9,	9	124,2	46,2	1537	35,5	16,5	35,2	1,44	I	0,36	I	2,1	I
Ольгин-водопой 17,0 6,77 245 1900 7,5 (ист. Ачипсе), нар- зан	17,0 6,77 245 1900 7,9	6,77 245 1900 7,9	245 1900 7,9	1900 7,5	7.6		136,3	162,9	4911	816,5	16,5	28,8	1,29	1	0,61	I	8,0	1
Чвижепсе, скв.7, 20,0 6,45 184 792 11   700 м м 200 м 100	20,0 6,45 184 792 11	6,45 184 792 11	184 792 11	792 11	11		256	73	3123	62	I	35,2	1,64	I	1	I	4,3	I
						Ce	sepo-Bc	ньошос	ый Кавь	ca3 (Даг	естан)							
Куанский (верхний), 10 – – – – – – – – – – –	10		   	1	I		I	I	I	I	I	22,4	I	I	I	I	I	I
Куанский (главный), 11 6,36 330 2643 11. нарзан	11 6,36 330 2643 11	6,36 330 2643 11	330 2643 11	2643 11	11	4	20	148	2227	3369	49,4	22,4	0,484	I	0,72	7,5	8,6	I
Куанский нарзан, – 6,38 – 2648 11 главный (смесь нар- занов)	- 6,38 - 2648 11	6,38 – 2648 11	- 2648 11	2648 11	11	5	18	157	2227	3404	49,4	19,2	0,308	I	0,82	7,6	8,6	I
Инхоквари, нарзан 8,2 6,03 345 1262 95,	8,2 6,03 345 1262 95,	6,03 345 1262 95,	345 1262 95,	1262 95,	95,	~	32	101	1116	1649	157	22,4	0,44	I	0,39	5,91	4,4	I

Номер пробы	Название источника	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S
	•	Эльбру	сская ву	лканичес	кая област	пь				
			Долин	на р. Куба	ань					
1/98	Уллукам, верхний нарзан	257	2,2	1429	52820	13870	513	-	594	1019
4/99	Уллукам, верхний нарзан	193	1,8	1224	41357	16617	235	5071	179	623
2/98	Уллукам, нижний нарзан	419	3,0	3278	88220	15120	142	-	100	696,2
5/99	Уллукам, нижний нарзан	405	2,5	3234	81360	18714	281	11630	< 83	635
4a/99	Уллукам, правобережный нарзан	195	1,3	1493	45893	15833	84,9	6228	< 83	520
6/99	Нарзан Ледниковый (р. Ул- лукам)	803	1,8	4780	178571	21648	69,0	17370	168	44423
6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Ул- лукам)	805	2,5	5452	232722	13456	63,9	27423	< 63	51498
6/00	Нарзан № 3, р. Уллухурзук	700	2,5	11660	259913	24284	160	14165	< 63	3090
7/00	Нарзан Эльбрусский юж- ный	29,6	2,1	92,1	7780	7050	230	9108	95,6	638
1/00	Джилы-су, ванна № 1 (Би- тиктебе), нарзан	3051	5,9	31070	811499	79167	46,7	56472	149	1951
3/98	Нарзан «питьевой» на пра- вом берегу р. Битиктебе	880	2,3	8011	209800	29520	56,5	-	360	4895
4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	1897	3,8	18070	453700	58430	154	-	420	6860
6/98	Джилы-су, ванна № 3 (Би- тиктебе), нарзан	2903	4,1	25430	606300	68580	108	-	114	1393
7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	2307	5,5	35260	505000	60710	161	-	112	245
9/99	Джилы-су, ванна № 1 (Би- тиктебе), нарзан	2878	3,1	24073	571784	62556	34,8	31170	258	1584
10/99	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битик- тебе	1831	2,7	16291	410507	50573	15,7	31020	276	5945
13/99	Битиктебе, нарзан	623	2,2	6561	121057	42374	42,3	14230	< 83	144
11/99	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	331	2,0	3502	61616	33221	37,1	13160	< 83	2981
12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	620	2,4	9450	157127	26150	120	6197	< 83	3735
8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	1159	3,2	23720	410500	48780	229	-	< 75	415
5/00	Учкулан, скв.	401,3	0,55	95737	1673479	211683	69,6	17662	< 83	85386
14/99	Чемарткол, верхний нарзан	3641	4,6	30351	571883	38568	45,9	4402	< 83	30564
4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	45,4	3,3	1288	41990	7164	374	10347	< 63	742
11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	666	0,46	34950	820800	125654	92,1	-	< 75	52280
2/99	Индыш, нарзан	7916	2,1	52911	5766266	258682	16,5	9977	< 83	94537
3/99	Джаланкол, нарзан	5599	2,4	25296	1916349	59988	17,6	2123	< 83	22091

## Приложение 5. Химический состав углекислых вод Большого Кавказа (микрокомпоненты), мкг/л

К	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
				Эль	брусская	вулканиче	еская обла	ість	1			1
					Дол	ина р. Ку	бань					
9105	70193	6,1	< 5,8	< 2,0	5,5	1061	18630	2,2	15,8	22,1	150,8	< 0,3
4648	65805	1,0	< 6,1	< 2,3	< 0,8	493	10721	1,1	1,8	< 1	5,3	< 0,1
10330	83431	14,8	< 5,8	< 2,0	< 1,5	2042	16800	4,4	4,8	< 1,8	33,7	< 0,3
8226	80622	0,40	< 15	< 2,3	1,2	1559	14868	3,7	3,5	< 1	< 2	< 0,1
5103	66904	0,54	< 6,1	< 2,3	< 0,8	1046	11989	2,8	2,8	< 1	10,3	< 0,1
22242	(2251	< 0.2	((1	< 2.2	< 0.9	1220	10(0	< 0.1	2.0	< 1	0.2	< 0.1
22242	63251	< 0,3	< 0,1	< 2,3	< 0,8	1230	1969	< 0,1	3,0		9,3	< 0,1
24528	65190	< 1	< 2	< 2	< 2	1495	2051	0,78	3,5	< 1,9	11,2	< 0,1
12643	73808	< 1	< 2	< 2	< 2	279	11394	1,6	3,3	< 1,9	3,4	< 0,1
2116	44446	< 1	< 2	< 2	< 2	486	10281	0,5	< 2,0	< 1,9	9,0	< 0,1
59939	153251	< 2	< 4	< 3	< 3	344	7347	1.2	54	< 3	12.3	< 0.2
	155251	× 2				511	/31/	1,2	5,1		12,5	, 0,2
24690	44970	16,4	< 5,8	< 5	2,5	379	15530	4,2	6,2	< 1,8	28,3	< 0,3
48520	95807	32,3	< 15	< 5	4,5	224	9597	0,62	3,6	< 1,8	17,1	< 0,3
64000	136713	29,3	< 5,8	< 5	2,8	289	4898	0,36	3,3	< 1,8	21,9	< 0,3
45320	184029	7.6	< 5.8	< 2.0	< 1.5	780	21290	0.45	7.6	< 1.8	21.6	< 0.3
			- ,-					.,				
53061	125486	1,9	< 6,1	< 12	2,6	277	4195	0,30	14,4	2,3	6,0	< 0,1
20790	00550	< 0.2	( ( 1	< 2.2	< 0.9	210	7156	0.51	< 1	< 1	5.2	< 0.1
39/89	88352	< 0,3	< 0,1	< 2,3	< 0,8	210	/156	0,51	< 1		5,5	< 0,1
7629	107248	1,4	< 6,1	< 2,3	< 0,8	299	5637	0,20	2,6	< 1	3,9	< 0,1
6404	94445	0,37	< 6,1	< 2,3	< 0,8	505	10318	2,5	7,5	< 1	22,3	< 0,1
0086	64029	1.2	< 6.1	< 2.2	< 0.8	244	6770	0.57	2.0	< 1	7.4	< 0.1
9080	04928	1,5	< 0,1	< 2,3	< 0,8	244	0772	0,57	2,9		7,4	< 0,1
25740	167146	5,1	< 5,8	< 2,0	< 1,5	701	3514	0,49	< 2,6	< 1,8	15,1	< 0,3
16811	186726	< 2	< 4	< 3	< 3	909	7604	0,87	3,6	< 3	5,5	< 0,2
45823	133195	5,2	< 6,1	< 9	1,3	544	2180	0,24	3,3	< 1	6,2	< 0,1
3089	124543	< 1	< 2	< 2	< 2	841	12144	1,7	4,1	< 1,9	5,8	< 0,1
18150	268809	6.7	< 5.8	< 2.0	< 1.5	1213	6906	2.4	3.2	< 1.8	12.0	< 0.3
10150	200009		,0	. 2,0	. 1,5	1213		-, '	5,2	. 1,0	12,0	
119693	368024	24,8	< 18	< 25	35,4	235	-	0,72	4,7	7,6	9,5	< 0,1
45984	103175	3,8	< 6,1	< 2,3	< 0,8	178	2998	0,31	1,9	4,0	3,5	< 0,1

Номер пробы	Название источника	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S
7/99	Керт-Мели (Магомет-нар- зан)	680	12,6	18407	388964	52397	197	11990	127	5607
8/99	Махар-нарзан	128	2,3	5448	131137	34160	319	12360	175	817
12/98	Мариинский нарзан	268	0,91	578	552300	93920	73,2	-	< 75	9778
13/98	Тохана-нижний, нарзан	111	2,0	769	461500	78130	105	-	< 75	1675
14/98	Тохана-верхний, нарзан	9,1	< 0,1	62,2	7651	34570	62,7	-	< 75	159900
14/01	Тохана-верхний, нарзан	6,7	< 0,1	135	7037	34527	139	5544	< 71	122150
14-15/01	Тохана-верхний, нарзан	4,5	< 0,1	45,8	7304	35679	215	5733	< 71	131776
15/01	Тохана-нижний, нарзан	87,8	1,7	767	452826	88796	156	3840	< 71	1715
16/01	Шаушаиб, нарзан	6244	< 1	62145	2420589	193972	72,2	3475	< 71	7984
17/01	Аманкол, нарзан	2726	0,25	16936	2277507	83752	43,8	2799	< 71	32832
18/01	Арбакол, нарзан	34,2	< 0,1	145	24114	58650	95,2	6592	< 71	10925
19/01	Джаланкол, нарзан	5628	1,0	26912	1723959	64816	77,8	3160	< 71	19757
20/01	Керт-Мели (Магомет-нар- зан)	683	13,6	18349	404500	56800	373	18922	< 71	689
21/01	Махар-нарзан	134	2,1	5842	145100	38072	556	19789	< 71	778
22/01	Учкуланичи, нарзан	860	30,1	22357	517400	168198	771	21410	< 71	25262
			Долин	на р. Мал	ка					
15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	2548	4,9	7167	733000	153063	83,5	-	< 75	39420
16/98	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	2184	1,5	19750	456800	149874	118	-	< 75	71610
8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	33,8	0,55	503	15001	20312	700	29816	< 63	2180
10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	1753	2,1	20878	565413	180693	42,4	56170	182	80793
13/01	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	1782	1,9	19169	413531	155245	162	50031	< 71	60252
11/00	Джилы-су, нижняя ванна (р. Малка), Мисост-нарзан	1853	3,3	21520	593829	164859	29,0	57111	243	79942
17/98	Малка, слабительный нарзан	6474	0,29	50020	803300	191460	56,4	-	< 75	44770
18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	176	0,65	2050	62740	45870	203	-	134	9404
12/00	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	313	0,33	7058	141218	36094	39,3	12584	< 63	42971
13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	164	0,73	1058	30900	13876	181	33593	173	6529
14/00	Нарзан, р. Кизилкол, ле- вый берег	18,1	0,30	707	16660	30249	13,1	17674	< 63	1877
C-1	Серебряный источник (пре- сный), р. Кизилкол	24,1	0,17	150	8563	2814	225	22345	< 63	951
15/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан на правом берегу р. Малка	229	0,81	3552	93777	23477	53,3	32454	< 63	3652
15-1/00	Урочище Малый Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	18,4	0,14	432	49505	39033	19,0	3403	< 63	35776

К	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
15905	185973	2,8	< 6,1	< 8	1,2	631	15369	0,39	< 1	< 1	< 2	< 0,1
8250	222333	2,3	< 6,1	< 5	< 0,8	908	22170	0,19	< 1	< 1	< 2	< 0,1
17690	248763	4,1	< 5,8	< 5	< 1,5	677	18170	0,79	5,9	< 1,8	20,3	< 0,3
9945	189281	5,7	< 5,8	< 2,0	< 1,5	878	13710	0,63	< 2,6	< 1,8	< 3,4	< 0,3
380,3	424451	5,0	< 5,8	< 2,0	< 1,5	1830	2742	0,93	10,9	< 1,8	< 3,4	< 0,3
564	370187	< 3	< 1	< 1	< 2	1727	2082	0,65	5,3	< 3	< 3	< 0,1
742	359615	< 3	< 1	< 1	< 2	1396	233	0,74	< 2	< 3	< 3	< 0,1
8659	182135	< 3	< 1	< 1	< 2	947	11776	0,39	< 2	< 3	4,2	< 0,1
68609	286484	< 3	< 1	3,4	< 2	486	9091	4,0	17,3	< 3	20,8	< 0,5
94290	225953	< 3	< 1	< 1	< 2	306	3134	1,2	6,3	< 3	5,6	< 0,1
14544	71030	< 3	< 1	< 1	< 2	38,9	80	0,25	3,0	< 3	4,6	< 0,1
42034	98279	< 3	< 1	2,6	< 2	185	2856	0,41	6,2	< 3	27,9	< 0,2
18468	181554	< 3	< 1	5,2	< 2	562	14546	0,59	< 3	10,7	27,0	< 0,1
9290	223864	< 3	< 1	3,9	< 2	887	22088	0,61	< 3	< 3	6,7	< 0,1
8414	354260	< 20	< 1	5,7	< 2	871	24341	1,9	5,5	< 3	9,5	< 0,3
				-	Дол	ина р. Ма	лка			-	-	
37760	458541	20,1	< 5,8	< 5	< 1,5	1333	23890	1,4	9,2	< 1,8	25,7	< 0,3
39610	254609	21,7	< 5,8	< 2,0	< 1,5	807	9594	5,6	16,1	< 1,8	57,1	< 0,3
5148	87896	< 1	52,1	< 2	< 2	117	1045	1,8	7,4	3,2	19,1	< 0,1
39510	287869	< 2	< 4	< 3	< 3	897	16373	6,0	15,5	< 3	40,0	< 0,2
29341	227808	< 3	< 1	4,9	< 2	825	8472	5,5	13,2	< 3	51,7	< 0,2
34784	276673	< 2	< 4	< 3	< 3	925	19783	6,4	17,3	< 3	38,2	< 0,2
73180	414341	18,2	< 5,8	< 2,0	< 1,5	524	12290	6,6	18,4	< 1,8	13,1	< 0,3
1589	251816	13,5	< 5,8	< 2,0	2,9	2549	19020	5,8	10,9	< 1,8	14,2	< 0,3
4668	337708	< 1	< 2	< 2	< 2	2306	12585	3,5	8,5	< 1,9	7,5	< 0,1
3714	19331	< 1	< 2	< 2	< 2	189	5302	5,2	5,5	< 1,9	15,0	< 0,1
1599	502684	< 1	< 2	< 2	< 2	5940	17471	13,1	23,1	< 1,9	10,8	< 0,1
2723	7668	< 1	< 2	< 2	< 2	20,7	60,9	< 0,1	< 2,0	< 1,9	11,7	< 0,1
8256	53372	< 1	< 2	< 2	< 2	957	14885	8,7	22,9	< 1,9	19,5	< 0,1
5853	68598	< 1	< 2	< 2	< 2	7774	6252	74,0	148	< 1,9	26,8	< 0,1

Номер пробы	Название источника	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S
16/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	228	0,33	3803	446993	76105	107	3986	< 63	8757
17/00	Нарзан в левобережной балке р. Малка	143	0,27	6826	366233	40598	258	20288	104	4161
19/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (правобережный)	1607	0,40	18665	423744	43618	186	29038	< 63	8534
20/00	Ингушли, нижний нарзан	2350	2,2	34005	1639489	65348	25,7	6360	< 83	10697
21/00	Ингушли, верхний нарзан	339	0,39	8864	575474	20781	122	10070	< 63	3795
22/00	Исламчат, нарзан	155	0,25	3066	63726	18791	85	10756	< 63	9502
23/00	Шаукол, верхний нарзан	95	0,39	967	30001	23339	147	9309	91,1	5192
24/00	Шаукол, средний нарзан	127	0,11	1500	46681	26325	150	9127	98,3	5315
25/00	Терскол, нарзан	29,9	2,6	88,1	8024	21600	216	11265	< 92	3222
26/00	«Странный нарзан», ист. в конечной морене ледника Терскол	14,4	< 0,09	37,2	2704	754	631	8930	129	546
			Долин	а р. Бако	сан			1		
15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	283	3,1	1209	146059	91491	12,0	9199	< 83	59557
16/99	Тызыл, нижний нарзан	207	0,17	527	67001	45147	57,0	3770	< 83	10293
17/99	Кыртык, нарзан	558	3,4	1495	109396	44350	31,3	13030	< 83	100022
18/99	Ирик-нарзан	713	3,3	9396	159400	54375	51,8	9354	< 83	27325
8/01	Ирик-нарзан	1079	2,8	15254	236648	88115	59,6	17559	< 71	40570
8-4/01	Ирик-нарзан, нижняя часть ручья	1009	0,23	14390	234279	83221	165	16231	< 71	36533
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	202	1,0	4054	53779	26459	89,8	7594	< 83	906
20/99	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	1250	2,9	23142	263064	44546	43,9	18610	< 83	3731
21/99-00	Нейтрино, вода Эльбрус, скв.	365	0,27	7156	64075	19304	124	13360	< 92	10732
22/99	Шхельда, нарзан	789	2,4	14758	104356	21341	78,6	5754	< 83	8466
7/01	Герхожан-су, нарзан	1025	< 0,1	24643	315129	56668	90,5	2757	< 71	39888
9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	13532	3,2	140282	883300	96439	115	18922	< 71	87279
10/01	Верхний Баксан, нарзан выше селения	3528	1,1	36247	306271	124199	219	24144	< 71	162897
11/01	Зыдачит, нарзан	28,5	< 0,1	987	38978	23199	87,8	5948	< 71	10533
12/01	Тырныауз, скв.	10065	4,2	74079	1364938	48530	181	26459	< 71	441
			Доли	на р. Чег	ем					
4/01	Гекташ (р. Чегем), нарзан	4106	< 0,1	30632	410037	139103	65,9	4548	< 71	144860
5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	1688	4,5	35446	540940	47915	122	23747	< 71	1402
5a/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан, выход 2	1380	3,6	28745	446150	38464	118	19966	< 71	1686

К	Ca	Sc	Ti	v	Cr	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
17630	147527	< 1	< 2	< 2	< 2	586	15540	6,5	16,0	< 1,9	5,5	< 0,1
5885	75149	< 1	< 2	< 2	< 2	1655	20331	22,5	53,5	< 1,9	17,1	< 0,1
24002	180039	< 1	< 2	< 2	< 2	1584	2493	10,0	27,0	5,1	27,8	< 0,1
40499	123459	< 2	< 4	< 3	< 3	1164	6323	6,69	19,4	< 3	44,2	< 0,2
6305	58707	< 1	< 2	< 2	< 2	1573	19640	17,1	31,5	< 1,9	9,8	< 0,1
3830	66835	< 1	< 2	< 2	< 2	1020	34	3,7	13,3	< 1,9	6,4	< 0,1
3618	78764	< 1	< 2	< 2	< 2	2412	35406	12,4	26,4	< 1,9	31,0	< 0,1
3366	81935	< 1	< 2	< 2	< 2	1331	23930	13,0	23,9	< 1,9	35,6	< 0,1
4026	95359	< 1	< 5	< 3	< 2	1430	18268	1,7	4,8	< 2	24,0	< 0,2
1141	2131	< 1	78,5	< 3	< 2	28,9	715	0,17	2,4	3,6	10,5	< 0,5
			1		Дол	ина р. Ба	ксан					1
13718	181792	4,7	< 6,1	< 2,3	< 0,8	263	4030	0,62	7,3	< 1	7,7	< 0,1
6196	153890	6,1	< 6,1	< 2,3	< 0,8	241	343	0,58	7,0	< 1	8,1	< 0,1
13558	158795	4,7	< 6,1	< 2,3	< 0,8	861	8707	2,3	5,2	1,7	88,9	< 0,1
11808	168587	7,1	< 6,1	< 2,3	< 0,8	498	4793	0,60	3,6	< 1	9,1	< 0,1
16290	218093	< 3	< 1	2,8	< 2	776	5366	1,0	< 2	< 3	10,7	< 0,1
15648	186896	< 3	< 1	2,0	< 2	549	236	0,76	3,1	< 3	< 3	< 0,1
4568	142061	6,1	< 6,1	< 2,3	1,5	774	10132	0,24	4,2	< 1	7,5	< 0,1
19136	126939	7,4	< 6,1	< 2,3	1,8	932	23359	0,27	2,5	< 1	7,6	< 0,1
6646	62612	< 1	< 5	< 3	< 2	409	118	0,46	11,3	< 2	8,0	< 0,2
12219	105483	5,7	< 6,1	< 2,3	< 0,8	916	12598	2,0	4,8	< 1	< 2	< 0,1
5279	67659	< 3	< 1	< 1	< 2	537	4627	1,8	8,5	4,8	40,4	< 0,1
85747	342995	< 3	< 1	7,3	< 2	1673	6806	1,0	5,0	< 3	7,8	< 0,1
37259	245578	< 3	< 1	< 1	< 2	1194	15230	0,68	2,5	< 3	14,2	< 0,3
2130	60713	< 3	< 1	< 1	< 2	2192	17993	9,7	23,6	< 3	17,8	< 0,1
85130	170966	< 3	< 1	4,0	9,3	399	62733	0,44	4,9	< 3	3,8	< 0,2
					Дол	ина р. Че	гем					
35040	195625	< 3	< 1	< 1	< 2	2878	806	2,6	4,8	< 3	8,2	< 0,1
37018	187136	< 3	< 1	< 1	< 2	741	9739	0,69	2,6	< 3	7,5	< 0,1
30792	151856	< 3	< 1	< 1	< 2	593	8036	0,42	2,6	< 3	8,6	< 0,1

Номер пробы	Название источника	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S
			Долин	а р. Тебе	рда					
26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	108	1,5	4820	863200	111540	375	15941	< 71	150
23/01	Горалы-кол (Джемагат), нарзан № 2	73,3	4,9	1531	56010	17450	558	14059	< 71	981
24/01	Горалы-кол, Главный (Джемагат) нарзан	375	11,1	8395	285200	65657	803	23413	< 71	4449
25/01	Теберда, санаторий, скв. 22Э-бис, 400 м	1243	13,2	11541	1114400	151740	234	20003	< 71	5958
2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	151	1,4	2208	420753	108088	227	39321	< 83	< 62
3/00	Джингирик, скв.	21,5	2,0	< 5,4	18349	14381	250	15175	143	623
	·		Сква	жины КЛ	MB					
K-1	Пятигорск, скв. 19	1101	7,9	1554	963909	46975	1314	11104	358	235768
K-2	Пятигорск, скв. 33	2051	5,9	2764	1638130	134640	8,9	11557	< 83	613568
К3	Пятигорск, скв. 26-бис	158	< 0,07	166	472961	3334	11,3	5381	< 63	58320
K-4	Железноводск, скв. 69	320	4,0	401	494443	27269	38,3	9007	< 83	207635
K-5	Ессентуки, скв. 39	629	< 0,2	8138	2604798	43397	< 2	3800	< 83	425
K-6	Ессентуки, скв. 1КМВ-бис	563	4,7	517	693079	173322	47,7	6511	< 83	219917
K-7	Ессентуки, скв. 55	37,9	< 0,07	105	222389	142	16,2	8027	< 63	44041
K-8	Ессентуки, скв. 1-Э	73,9	< 0,2	853	443458	10522	408	4252	182	2041
K-9	Железноводск, скв. 70	412,4	7,3	473	502872	30132	23,5	14211	< 83	254440
K-10	Кисловодск, скв. 1-ОП	683	0,27	1768	789066	426205	< 2	11486	< 83	678174
K-11	Кисловодск, скв. Нарзан	71	0,61	155	274597	23562	1732	926	674	59589
K-12	Кисловодск, скв. 5-О	101	0,13	112	117122	< 21	< 5	3063	< 63	137801
K-13	Кисловодск, скв. 12	152,3	< 0,2	134	153168	102138	14,5	2806	< 83	175394
5/0бис	Кисловодск, скв. 5-О бис	16,5	< 0,07	< 5,4	20709	33964	< 5	2569	< 63	63610
		Казбе	кская вул	іканичесн	кая област	16				
		Долі	ны рек 1	Геналдон	и Фиагдон					
24/99	Тамиск, скв. 3, 750 м	161	< 83	769	92833	159660	43,0	4043	< 83	2053211
25/99	Хилаг, Теплинский нарзан	3385	0,67	13138	429975	33110	63,5	11160	< 83	20270
3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	3819	0,43	15170	575793	38301	59,5	15509	< 56	7154
26/99	Нижний Кармадон, скв.	3967	0,45	37813	1753129	5092	64,2	8977	< 83	5482
26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	2356	0,25	25626	1161349	4305	61,0	5887	< 83	3629
2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	2563	0,19	32489	1146391	3715	42,0	10228	< 85	< 92
39/00	Верхний Кармадон, нарзан	9253	1,8	46582	1831192	39226	125	21636	< 83	35154
4/03	Верхний Кармадон, нарзан	9605	0,87	50076	2102621	42667	77,8	21826	< 224	30601
		Долины	рек Уру	х и Черен	к-Балкарск	сий				
23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	7051	4,2	145170	961629	70554	45,6	11250	< 83	846582
28/00	Лабода, нарзан	6,4	3,2	59,0	4101	4909	702	6684	< 92	1284

К	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
			1	I	Долі	ина р. Теб	берда	1	1	1		1
5719	250939	< 3	< 1	2,8	< 2	631	17091	0,67	4,5	< 3	< 3	< 0,1
3234	74575	< 3	< 1	< 1	< 2	458	12157	0,38	< 2	< 3	6,0	< 0,1
13709	266867	< 15	< 1	2,3	< 2	1609	28390	0,83	3,3	< 3	6,7	< 0,3
20102	232162	< 3	< 1	4,1	< 2	762	11044	0,66	6,0	< 3	27,4	< 0,1
8396	252362	< 2	< 4	< 3	< 3	1009	27994	2,6	9,0	4,5	18,1	< 0,2
2641	113360	< 1	< 2	< 2	< 2	2521	22929	2,2	5,9	< 1,9	44,9	< 0,1
					Ске	зажины К	KMB					
55044	357084	< 2	< 4	< 3	< 10	467	3044	3,1	29,1	45,6	385	< 0,5
97313	751090	< 2	< 4	< 3	< 3	88,5	2381	1,7	6,7	< 3	< 2	< 0,2
12067	8199	< 1	< 2	< 2	< 2	5,2	859	< 0,1	< 2	2,5	5,2	< 0,1
23486	165699	< 2	< 4	< 3	< 3	39,4	2095	0,84	5,2	8,7	87,1	< 0,2
10226	4954	< 2	< 4	< 3	< 5	< 2	< 10	0,063	< 2	< 3	< 2	< 0,2
45425	806000	< 2	< 4	< 3	< 3	332	5799	2,9	18,0	37,6	47,1	< 0,2
1168	2767	< 1	< 2	< 2	< 2	1,7	15,0	< 0,1	< 2	< 1,9	7,6	< 0,1
5115	69219	< 2	< 4	< 3	< 3	93,0	602	1,8	13,5	26,8	139,9	< 0,2
32003	190208	< 2	< 4	< 3	< 3	39,4	2990	1,2	6,5	27,4	44,8	< 0,2
16042	573485	< 2	< 4	< 3	< 3	353	14837	4,2	8,6	< 3	8,3	< 0,2
16022	145255	< 1	3,0	< 2	< 15	207	2952	3,7	44,2	83,3	1015	0,65
9272	425629	< 1	< 2	< 2	< 2	151	1517	2,2	12,2	4,8	4,4	< 0,1
14626	442249	< 2	< 4	< 3	< 3	160	51,2	2,1	11,8	9,9	29,0	< 0,2
3826	136382	< 1	< 2	< 2	< 2	5,1	< 10	0,71	< 2,0	2,7	8,6	< 0,1
				Kas	бекская в	зулканиче	ская обла	сть				
				Д	олины рек	: Геналдон	н и Фиагд	ОН				
7021	604179	1,1	< 6,1	< 2,3	< 0,8	1,9	31,9	0,39	10,0	4,2	< 2	< 0,1
42172	83461	0,66	< 6,1	< 2,3	< 0,8	785	10210	1,9	7,8	< 1	7,6	< 0,1
39766	86109	< 0,3	< 3	< 2	< 1	705	9341	2,1	6,2	< 0,4	3,6	< 0,03
10273	167630	2,9	< 6,1	< 25	2,2	141	199	< 0,1	2,9	7,2	13,2	< 0,1
4601	54761	1,7	< 6,1	< 2,3	< 0,8	55,5	165	< 0,1	< 1	< 1	< 2	< 0,1
4847	63573	< 0,7	< 3	< 10	< 3	43,2	68	0,10	< 3	3,6	< 1	< 0,03
212508	337306	< 2	< 4	< 3	< 3	811	2171	4,3	11,7	6,0	14,8	< 0,2
205612	323000	< 1	< 5	< 4	< 6	612	207	3,0	5,8	3,0	4,8	< 0,1
				Доли	ны рек У	рух и Чер	ек-Балкар	оский				
89432	399942	13,4	< 6,1	< 2,3	1,4	474	15055	0,28	3,7	1,4	< 2	< 0,1
438	30917	< 1	10,7	< 3	< 2	573	9455	3,1	4,1	2,0	117	< 0,3

Номер пробы	Название источника	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S
29/00	Мацота, нарзан	4,3	1,6	< 4	4096	5199	637	5807	< 92	9134
30/00	Харес, нарзан	39,9	0,56	916	39961	6320	180	4680	< 92	3481
31/00	Колтусуар (р. Танадон), нарзан	3454	4,4	71786	526058	35446	165	14754	< 92	2326
32/00	Турбаза Дзинага, скв.	633	2,1	27040	346439	24077	141	20675	< 92	6733
1/01	Герпегеж, скв.	67,2	< 0,1	175	123687	1714	31,2	12874	188	10738
2/01	Ортозюрек, нарзан	3,9	0,37	< 15	4610	15522	314	4711	251	6646
3/01	Штуллу, нарзан в левом борту р. Кара-су	31,1	0,98	88,5	12281	11782	407	5399	109	4428
3a/01	Ахсу, нарзан в правом бор- ту р. Кара-су	23,0	< 0,1	588	83440	25251	686	10329	< 71	3590
			Доли	на р. Ард	ОН					
33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг- дон	1767	1,5	54264	2704048	62720	122	7487	< 83	42871
34/00	Верхний нарзан на р. Адай- кондон	137	1,2	1672	66244	16402	187	9809	< 63	4756
35/00	Тиб-1, скв., 150 м	1672	3,7	18631	1513048	88510	290	5595	< 83	27162
37/00	Згиль-Чельдиевский нарзан	72	0,34	2418	71231	22644	44,1	4187	< 63	6837
38a/00	Зарамаг-1, скв.	2901	1,3	26301	1636770	47024	202	8244	290	11848
6/03	Зарамаг-1, скв.	3958	0,46	31934	1835594	59544	80,4	8342	< 224	8803
7/03	Хасиевский нарзан, Зруг- дон	1443	0,65	45025	1960475	67255	26,3	6444	< 224	43072
8/03	Чельдиевский нарзан	75,3	0,14	2511	72234	32958	53,0	4039	< 56	5921
9/03	Карта, нарзан	86,6	0,83	1249	50905	35325	77,3	10756	< 56	317
10/03	Згиль-1, нарзан	562	< 0,02	11201	657403	55591	109	6226	< 85	7748
11/03	Лисри, нарзан	796	0,17	8716	713678	53962	58,0	6042	< 85	2208
12/03	Камсхо, нарзан	202	0,35	2950	171568	35890	48,0	6084	< 56	2560
13/03	Бубу, нарзан	26,0	0,14	379	23491	41146	28,8	4240	< 56	7032
14/03	Калиат, нарзан	97,4	0,16	510	120234	73141	65,7	8640	< 56	1427
16/03	Тиб-1, скв., 150 м	1729	1,8	16961	1309612	102508	250	4919	< 224	17204
17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	421	0,40	5049	910529	39409	70,3	5491	< 56	14546
	1		Южі	іая Осет	ия					
18/03	Сба, нарзан	1341	1,2	22498	1117469	48770	73,4	5133	< 85	13892
19/03	Суна, нарзан	302	0,37	4331	104870	84501	68,6	4019	< 56	27047
20/03	Ермани-верхний, нарзан	148	0,60	1447	59341	45708	68,8	28893	< 56	344
21/03	Ермани-нижний, нарзан	28	0,21	560	30721	17914	40,9	4502	< 56	1827
22/03	Ходзи, нарзан	509	0,42	7469	164117	26181	137,7	10932	< 56	1210
23/03	Едисса, нарзан	565	0,31	8145	164619	49140	45,5	21959	< 56	2682
24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	344	0,25	4519	120897	41168	97,0	19164	< 56	936
25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	449	0,45	7918	279171	43579	249,4	5540	< 56	9868

К	Са	Sc	Ti	v	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
1616	22266	<u> </u>	16.0			1206	21115	6.2	14.0	26	04.7	<02
1010	52240	< 1	10,0		< 2	756	24443	0,5	14,0	2,0	94,7	< 0,3
20620	32240	< 1	< 5		< 2	730 505	6774	3,0	3,3	4,0	10,0	< 0,2
30030	196323	× 1			~ 2	505	0//4	2,0	4,7	1,7	20,7	< 0,2
8697	105676	< 1	< 5	< 3	< 2	546	27290	0,45	3,2	< 2	8,3	< 0,2
3088	21527	< 3	< 1	< 1	< 2	21,0	72,5	< 0,2	< 2	< 3	7,7	< 0,1
330	23940	< 3	< 1	< 1	< 2	717	33033	8,7	13,5	< 3	20,3	< 0,1
1025	51740	< 3	< 1	< 1	2,8	1805	18036	7,5	11,9	< 3	52,0	< 0,1
970	73703	< 3	< 1	< 1	< 2	5608	58,1	18,0	47,0	28,4	41,7	< 0,4
					Дол	ина р. Ар	одон					•
30465	239144	< 2	< 4	< 3	< 3	483	388	1,5	5,6	5,3	3,7	< 0,2
2153	141702	< 1	< 2	< 2	< 2	354	7718	2,2	6,2	3,9	4,5	< 0,1
44514	467993	< 2	< 4	< 3	< 3	135	3612	2,2	9,4	24,3	14,4	< 0,2
2475	310864	< 1	< 2	< 2	< 2	210	1624	1,7	9,4	< 1,9	< 2,0	< 0,1
28796	153109	< 2	< 4	< 3	< 3	1127	15790	1,2	4,8	< 3	2,9	< 0,2
31554	171615	< 1	< 5	< 4	< 6	894	11375	0,37	< 5	< 1	< 4	< 0,1
20081	227102	< 1	< 5	< 4	< 6	490	357	0,43	< 5	< 1	< 4	< 0,1
2755	309600	< 0,3	< 3	< 1	< 1	191	1105	0,78	< 1	0,84	< 1	< 0,03
2486	730822	< 0,3	< 3	< 1	< 1	388	7391	1,6	< 1	0,44	< 1	< 0,03
12106	334600	< 0,7	< 3	< 2	< 3	120	175	0,85	< 3	1,9	4,9	< 0,03
12463	482600	< 0,7	< 3	< 2	< 3	151	4947	1,2	< 3	1,9	48,9	< 0,03
13852	568491	< 0,3	< 3	< 1	< 1	1495	13159	3,4	3,9	1,5	6,5	< 0.08
1373	417200	< 0,3	< 3	< 1	< 1	164	1529	1,8	2,2	< 0,4	< 1	< 0,03
6151	134535	< 0,3	< 3	< 1	< 1	774	8879	1,0	1,9	0,8	3,2	< 0,03
38317	453600	< 1	< 5	< 4	< 6	97,8	2344	0,93	< 5	3,0	< 4	< 0,1
3068	120097	< 0.9	< 3	< 1	< 1	796	273	0,29	< 1	0,5	< 1	< 0,03
	I		I	I	Юэ	кная Осе	тия				1	
8517	167259	< 4	< 4	< 2	< 3	51,9	< 8	1,7	3,4	1,8	< 1	< 0.03
1856	493800	< 1.4	< 3	< 1	< 1	127	849	2,5	3,4	1,0	18,4	< 0,03
2692	439400	< 0,3	< 3	< 3	< 1	491	22922	2,1	3,8	0,49	1,8	< 0,03
400	261530	< 0,3	< 3	< 1	< 1	345	1862	1,3	< 1	0,54	< 1	< 0,03
4011	415800	< 0,3	< 3	< 1	1,9	372	4200	1,1	1,6	3,1	8,4	< 0,03
6210	409800	< 0,3	< 3	< 3	1,9	740	9678	3,5	7,7	1,3	< 1	< 0.06
5330	420400	< 0,3	< 3	< 1	< 1	1179	6155	5,2	9,1	0,84	2,5	< 0.06
5306	411400	< 0,3	3,5	< 1	5,2	451	3365	1,4	2,5	2,3	65,5	< 0.06

Номер пробы	Название источника	Li	Be	В	Na	Mg	Al	Si	Р	S
26/03	Бритата, нарзан	198	0,22	3962	121017	30634	24,9	4764	< 56	9342
27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	644	0,29	8718	274687	38822	45,8	4833	< 56	5568
28/03	Бритата, средний нарзан	271	0,26	5185	168094	26724	153,0	4639	< 56	3486
29/03	Багиата, скв. 1	1099	0,61	21366	1404226	79223	54,2	7229	< 85	1646
30/03	Джава, скв.	402	< 0,02	5344	2024598	83915	16,0	20661	336	5827
31/03	Кесельта, нарзан	2860	0,050	54817	4212603	219870	11,2	5990	< 85	1423
32/03	Кобет, нарзан	2078	0,21	50511	2008007	65257	13,9	26441	< 85	951
33/03	Кировский, нарзан	1101	0,13	39421	1548389	96882	16,4	6685	< 85	1632
34/03	Хуце, нарзан	18,9	0,026	684	44157	36737	21,5	7875	< 56	8306
		(	Северо-За	падный .	Кавказ					
		٩	Долина р	Больша	я Лаба					
29-1/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	490	< 0,1	62393	1017600	29680	271	27540	< 71	6267
29-2/01	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники), Святой источник	168	< 0,1	19817	290300	13580	165	16043	< 71	5977
30/01	Нарзан на правом берегу р. Лаштрак	188	< 0,1	26571	405700	25150	89,2	15606	< 71	4354
			Долина	ар. Мзыл	ита					
33/01	Чвижепсе, скв. 6, 200 м (данные ОАО «Мацеста»)	372	0,54	6034	160900	26440	361	10146	< 71	6150
34/01	Пслух, нарзан	881	0,87	8816	769800	62501	844	13043	< 71	6230
35/01	Пслух-верхний, нарзан	345	0,23	206	281000	34972	117	7927	< 71	9728
36/01	Нарзан № 1, верховья р. Мзымта, правый берег	29,2	< 0,1	143	22710	8625	135	5793	< 71	5398
38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	582	< 0,1	9501	313500	37996	135	13640	< 71	4144
39/01	Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), нарзан	1387	< 0,1	74874	1904600	179060	83,5	5909	< 71	1194
40/01	Чвижепсе, скв.7, 700 м	833	< 0,1	22903	776000	72620	120	8050	< 71	4741
		Северо-	Восточн	ый Кавка	із (Дагест	ан)		•		
228/02	Куанский (верхний), нар- зан	5175	< 0,1	42400	1284496	67317	45,3	2829	< 548	57698
229/02	Куанский (главный), нарзан	9385	< 0,1	75155	1960547	49315	48,4	4762	< 548	15285
229a/02	Куанский нарзан, главный (смесь нарзанов)	9298	< 0,1	72887	1985773	46870	67,7	4557	< 548	10929
230/02	Инхоквари, нарзан	5716	< 1	35708	984814	50428	176,6	4230	< 274	51042

К	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
2007	389800	< 0,3	< 3	< 1	< 1	478	2400	1,2	1,6	1,0	1,9	< 0,03
6068	370200	< 0,3	< 3	< 1	< 1	252	2995	0,85	< 1	1,2	1,3	< 0,03
2061	432600	< 0,3	< 3	< 1	< 1	486	292	2,1	2,0	2,0	1,9	< 0,03
13600	228156	< 0,7	< 3	< 2	< 3	176	1905	0,50	< 3	1,7	4,8	< 0,03
9737	69247	< 0,7	< 3	< 6	< 3	45,4	5533	0,22	5,6	1,6	10,5	< 0,03
24416	149729	< 0,7	< 3	< 2	4,4	< 0,3	733	0,25	3,7	1,3	4,8	< 0,03
37793	136310	< 0,7	< 3	< 2	4,1	187	6492	1,7	7,4	< 1	5,7	< 0,03
12731	136626	< 0,7	< 3	< 2	< 3	272	1409	0,18	< 3	< 1	2,8	< 0,03
5076	312600	0,34	< 3	< 1	2,0	1339	2457	5,4	5,6	< 0,4	2,5	< 0.09
					Северо-	Западный	і Кавказ					
					Долина	р. Больш	ая Лаба					
13994	525537	< 3	< 1	3,8	< 2	563	6211	1,2	7,4	< 3	5,8	< 0,1
4917	276462	< 3	< 1	2,6	< 2	538	8389	0,87	7,4	< 3	7,1	< 0,1
5931	245765	< 3	< 1	< 1	< 2	694	7492	1,5	3,7	< 3	4,0	< 0,1
	1	1	1	1	Доли	на р. Мзе	ымта	1	1	1	1	1
10650	466466	< 20	< 1	1,6	< 2	538	5978	3,52	10,7	< 3	16,7	< 0,1
17613	115417	< 3	< 1	6,7	< 2	747	4587	1,29	3,8	5,6	11,7	< 0,5
7511	151160	< 3	< 1	< 1	< 2	1821	4009	1,0	< 2	< 3	13,5	< 0,1
1735	30567	< 3	< 1	< 1	< 2	576	5404	4,3	6,2	< 3	14,3	< 0,1
9586	111054	< 3	< 1	< 1	< 2	1202	4215	3,7	4,1	< 3	11,0	< 0,1
8235	135768	< 3	< 1	2,8	< 2	1329	4571	12,4	23,0	< 3	14,1	< 0,2
19152	271135	< 10	< 1	< 1	< 2	58,9	6184	0,65	4,9	< 3	< 3	< 0,1
	•			Севеј	oo-Bocmov	ный Кав	каз (Дагео	стан)				
57556	114175	< 7	< 8	< 8	< 7	783	66,2	4,2	< 14	< 7	< 15	< 0,8
112976	162263	< 7	< 8	< 8	< 7	1677	3036	1,3	< 14	< 7	< 15	< 0,8
112572	159780	< 7	< 8	< 8	< 7	1678	1729	1,6	< 14	< 7	< 15	< 0,8
92819	101628	< 3	< 4	5,3	< 3	1841	3493	2,2	< 7	< 3	< 7	< 0,4

Номер пробы	Название источника	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
	1	Эльбру	сская вул	каническ	ая област	пь	1	1	1	
			Долинс	п р. Кубан	нь					
1/98	Уллукам, верхний нарзан	< 2	22,0	< 15	70,8	61,4	368	1,8	< 0,4	< 0,2
4/99	Уллукам, верхний нарзан	< 1,2	< 15	< 4	< 49	46,8	297	2,6	0,50	< 0,03
2/98	Уллукам, нижний нарзан	< 2	< 2,4	< 15	155	76,3	434	1,3	< 0,4	< 0,2
5/99	Уллукам, нижний нарзан	< 1,2	< 5	< 4	< 49	73,9	394	1,2	< 0,1	< 0,03
4a/99	Уллукам, правобережный нарзан	< 1,2	< 5	< 4	< 49	44,9	306	0,5	< 0,1	< 0,03
6/99	Нарзан Ледниковый (р. Ул- лукам)	< 1,2	< 1,8	< 4	96,5	327	426	1,9	< 0,1	< 0,03
6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Ул- лукам)	4,1	< 3	< 3	197	159,7	434	2,0	< 0,2	< 0,03
6/00	Нарзан № 3, р. Уллухурзук	4,8	13,5	< 8	348	45,0	378	2,1	7,7	< 0,03
7/00	Нарзан Эльбрусский юж- ный	< 1	16,2	< 3	< 26	21,5	102	1,2	< 0,2	< 0,03
1/00	Джилы-су, ванна № 1 (Би- тиктебе), нарзан	31,1	127	< 30	2236	675	2168	0,82	1,5	< 0,08
3/98	Нарзан «питьевой» на пра- вом берегу р. Битиктебе	6,8	82,4	< 15	227	147	583	0,41	< 0,4	< 0,2
4/98	Нарзан в русле р. Битик-	12,7	66,5	< 15	427	278	1173	0,33	< 0,4	< 0,2
6/98	Джилы-су, ванна № 3 (Би- тиктебе), нарзан	23,5	59,4	< 15	730	424	2003	0,36	1,0	< 0,2
7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	35,4	< 2,4	< 15	370	230	1037	1,9	9,7	< 0,2
9/99	Джилы-су, ванна № 1 (Би- тиктебе), нарзан	18,7	49,6	< 30	1348	421	1846	0,44	1,5	< 0,03
10/99	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битик- тебе	15,9	80,0	< 11	514	383	1046	0,26	0,56	< 0,03
13/99	Битиктебе, нарзан	7,4	< 1,8	< 4	85,6	45,4	377	0,54	4,5	< 0,03
11/99	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	< 1,2	< 1,8	< 4	56,6	12,0	272	0,27	0,46	< 0,03
12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	5,2	< 5	< 4	126	32,5	284	1,3	16,0	< 0,03
8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	5,7	< 2,4	< 15	213	107	759	0,8	14,0	< 0,2
5/00	Учкулан, скв.	< 2	1109	< 35	2398	33,9	693	0,92	21,6	< 0,08
14/99	Чемарткол, верхний нарзан	6,2	< 6	< 25	1756	227	3022	3,2	20,0	< 0,03
4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	< 0,7	< 3	< 3	41,6	3,2	161	8,9	0,42	< 0,03
11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	< 2	267	< 15	544	37,2	1302	1,6	13,1	< 0,2
2/99	Индыш, нарзан	< 3,5	< 30	< 30	28784	335	15017	1,1	2471	6,8
3/99	Джаланкол, нарзан	14,7	194	< 8	5335	186	932	1,3	340	0,067

Мо	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Те	Ι	Cs	Ba	La	Ce	Pr
	1	1	1	Эль	брусская (	вулканиче	ская обла	ість	1	1	1	1
					Дол	ина р. Ку	бань					
1,2	< 0,2	0,61	< 0,1	0,5	< 0,4	< 0,9	< 1,7	27,4	407	1,27	1,67	0,21
1,3	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	23,9	306	1,2	2,8	0,36
1,2	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	2,0	25,7	619	1,41	0,48	0,06
1,7	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	27,9	600	0,41	0,80	0,10
2,0	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	17,2	318	0,11	0,33	0,028
	< 0.07	< 0.00	< 0.05	< 0.2	< 0.1	< 0.2	< 21	470	26.5	0.19	0.25	0.050
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,03	< 0,2	< 0,1	< 0,2	× 21	4/2	20,3	0,18	0,33	0,039
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	24,6	369	12,6	0,15	0,21	0,051
0,59	< 0,08	0,16	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	49,4	10,3	707	0,86	1,8	0,30
< 0,3	< 0,08	0,12	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	3,9	53,2	61,0	1,3	2,5	0,38
< 0,2	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	320	260	1855	0,13	0,22	0,029
1,7	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	10,2	66,2	243	0,28	0,28	0,03
< 0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	16,5	136	443	0,21	< 0,08	0,02
< 0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	33,8	200	1552	0,36	< 0,08	< 0,01
< 0,4	< 0,2	0,26	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	18,5	94,5	2161	0,23	0,32	0,04
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	155	224	1624	< 0,08	< 0,05	< 0,005
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	94,5	135	397	< 0,08	< 0,05	< 0,005
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	19,5	535	0,30	0,09	0,012
0,46	< 0,07	0,26	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	0,27	571	< 0,08	0,23	0,026
0,45	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	34,9	8,8	858	0,33	0,94	0,11
< 0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0.9	12,9	40,6	1122	0,07	0,09	< 0,01
< 0,2	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	276	15,3	95	0,11	0,27	0,039
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	77,7	17,3	46,6	0,65	1,7	0,23
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	9,8	0,08	114	1,1	1,9	0,30
< 0.4	< 0.2	0.32	< 0.1	< 0.2	< 0.4	< 0.0	23 /	30.0	165	0.13	0.28	0.06
× 0,4	× 0,2	0,52	× 0,1	× 0,2	\ \ U,7	× 0,2	23,4	50,9	105	0,15	0,20	0,00
13,0	< 0,07	< 2	< 0,05	0,40	< 0,1	< 1,5	2771	11,1	45,1	< 0,08	< 0,05	< 0,005
< 0,2	< 0,07	< 0,3	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	461	244	126	< 0,08	< 0,05	< 0,005

Номер пробы	Название источника	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
7/99	Керт-Мели (Магомет-нар- зан)	< 1,2	< 30	< 15	729	67,7	515	9,8	17,5	0,043
8/99	Махар-нарзан	< 1,2	< 3	< 8	220	35,7	451	11,2	0,94	< 0,03
12/98	Мариинский нарзан	< 2	< 10	< 15	1914	25,0	6334	1,3	23,7	< 0,2
13/98	Тохана-нижний, нарзан	< 2	< 10	< 15	96,9	19,6	248	1,1	2,2	< 0,2
14/98	Тохана-верхний, нарзан	< 2	< 2,4	< 15	< 38	1,1	3429	3,8	2,1	< 0,2
14/01	Тохана-верхний, нарзан	< 0,6	< 1	< 4	< 37	1,2	3327	3,6	2,3	< 0,2
14-15/01	Тохана-верхний, нарзан	< 0,6	< 1	< 4	< 37	1,0	3340	< 0,2	1,5	< 0,2
15/01	Тохана-нижний, нарзан	< 0,6	10,0	< 4	247	19,7	264	1,2	2,7	< 0,2
16/01	Шаушаиб, нарзан	24,6	127	< 4	11165	375,4	2409	1,7	568	< 0,2
17/01	Аманкол, нарзан	3,7	< 1	< 4	9986	182,5	5829	2,8	399	< 0,2
18/01	Арбакол, нарзан	< 0,6	< 1	< 4	140	2,7	554	< 0,2	< 0,3	< 0,2
19/01	Джаланкол, нарзан	13,8	155	< 4	7718	186,2	977	1,0	773	< 0,2
20/01	Керт-Мели (Магомет-нар- зан)	< 0,6	11,8	< 4	727	51,4	472	10,8	18,8	< 0,2
21/01	Махар-нарзан	< 0,6	< 3	< 4	243	28,2	464	10,6	1,2	< 0,2
22/01	Учкуланичи, нарзан	4,6	< 1	< 4	813	28,1	1132	32,9	224	< 0,2
			Долина	а р. Малк	a					
15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	< 2	< 2,4	< 15	1388	126	3243	10,0	6,9	< 0,2
16/98	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	< 2	49,0	< 15	433	142	1267	0,47	0,65	< 0,2
8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	< 0,7	< 3	< 3	< 26	30,4	166	1,4	< 0,2	< 0,03
10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	4,8	109	< 14	1083	104	1280	0,60	0,76	< 0,08
13/01	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	3,0	57,3	< 4	985	135	1262	0,4	0,90	< 0,2
11/00	Джилы-су, нижняя ванна (р. Малка), Мисост-нарзан	< 5	196	< 14	1258	177	1334	1,3	0,80	< 0,08
17/98	Малка, слабительный нарзан	< 2	284	< 15	1331	237	2942	0,51	< 0,4	< 0,2
18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	< 2	70,0	< 15	42,4	1,8	625	0,9	1,4	< 0,2
12/00	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	< 0,7	195	< 12	633	5,9	953	1,1	1,9	< 0,03
13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	< 0,7	9,0	< 3	31,8	11,4	66,6	0,38	< 0,2	< 0,03
14/00	Нарзан, р. Кизилкол, левый берег	< 0,7	7,0	< 3	65,9	1,5	774	2,2	< 0,2	< 0,03
C-1	Серебряный источник (пре- сный), р. Кизилкол	< 0,7	< 3	< 3	32,2	10,4	28,1	0,18	< 0,2	< 0,03
15/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан на правом берегу р. Малка	< 0,7	6,0	< 8	500	21,3	252	0,44	< 0,2	< 0,03
15-1/00	Урочище Малый Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	< 0,7	< 3	< 3	69,0	9,8	91,8	< 0,1	< 0,2	< 0,03

Мо	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Те	Ι	Cs	Ba	La	Ce	Pr
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	66,0	4,8	217	0,57	1,2	0,165
0,3	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	85,9	1,3	88,8	0,39	1,0	0,12
< 0,4	< 0,2	0,40	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	22,8	0,50	188	0,13	0,15	0,02
< 0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	7,1	0,64	119	< 0,03	< 0,08	< 0,01
< 0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	1,9	0,13	13,3	1,03	1,70	0,24
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	0,1	13,5	0,70	0,97	0,12
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	< 0,08	11,7	0,24	0,08	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	6,4	1,3	124	0,43	0,27	0,03
1,1	< 0,2	< 0,1	< 0,1	0,91	0,27	< 1	137	753	654	0,32	0,54	0,026
< 0,2	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	74,4	1,9	114	0,25	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	0,10	128	< 0,03	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	0,4	< 1	71,2	190	129	0,27	0,089	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	1,5	< 0,2	< 1	13,7	3,3	207	0,89	1,1	0,16
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	5,3	1,0	99	0,54	0,53	0,085
2,6	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	13,6	0,46	45,9	0,68	1,2	0,21
				-	Дол	ина р. Ма	ілка					
0,56	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	56,8	55,1	87,1	0,69	1,39	0,26
1,0	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	32,4	106	53,6	0,04	< 0,08	0,02
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	9,5	1,3	26,5	0,94	0,31	0,17
0,31	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	313	88,0	39,4	0,077	0,16	0,021
0,78	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	22,6	94,7	50,8	0,23	< 0,04	< 0,02
0,47	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	305	99,2	45,4	0,028	0,079	0,011
0,64	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	51,5	362	133	0,06	< 0,08	0,02
< 0,4	< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 0,4	< 0,9	9,6	0,4	131	0,18	0,30	0,02
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	107	2,2	36,1	0,10	0,17	0,036
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	12,6	1,9	27,2	0,10	0,24	0,042
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	19,7	0,18	206	0,30	0,43	0,049
0,72	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	5,7	3,0	9,0	0,38	0,47	0,088
0,76	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	73,7	6,6	117	0,17	0,31	0,036
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	21,1	1,6	59,7	0,046	0,089	< 0,01

Номер пробы	Название источника	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
16/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	< 0,7	52,3	< 20	1230	49,6	149	0,81	13,1	< 0,03
17/00	Нарзан в левобережной балке р. Малка	< 0,7	80,3	< 30	1526	16,6	195	2,5	8,5	< 0,03
19/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (правобережный)	< 1,5	< 10	< 45	1835	85,1	1211	0,45	< 0,2	< 0,03
20/00	Ингушли, нижний нарзан	5,1	60,3	< 60	3831	145	762	1,5	152	< 0,08
21/00	Ингушли, верхний нарзан	< 1,5	< 8	< 35	1651	12,4	154	0,62	79,6	< 0,03
22/00	Исламчат, нарзан	< 0,7	< 3	< 5	273	0,6	471	0,62	< 0,2	< 0,03
23/00	Шаукол, верхний нарзан	< 1,5	80,7	< 3	86,6	7,5	190	7,2	2,1	< 0,03
24/00	Шаукол, средний нарзан	< 1,5	< 3	< 3	190	7,7	249	2,2	< 0,2	< 0,03
25/00	Терскол, нарзан	< 0,4	27,9	< 5	_	12,2	239	8,2	1,2	< 0,1
26/00	«Странный нарзан», ист. в конечной морене ледника Терскол	< 0,4	< 6	< 40	-	5,4	12,0	0,18	0,88	< 0,1
	1		Долина	р. Бакса	пн					
15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	< 1,2	31,6	< 4	181	49,2	1541	0,90	2,5	0,087
16/99	Тызыл, нижний нарзан	< 1,2	< 1,8	< 4	152	20,4	810	0,40	0,43	< 0,03
17/99	Кыртык, нарзан	< 1,2	< 1,8	< 4	< 49	66,3	1158	0,80	< 0,1	< 0,03
18/99	Ирик-нарзан	< 1,2	< 1,8	< 4	182	49,3	1089	1,7	0,78	< 0,03
8/01	Ирик-нарзан	< 0,6	< 1	< 4	387	66,3	1664	1,4	1,7	< 0,2
8-4/01	Ирик-нарзан, нижняя часть ручья	< 0,6	< 1	< 4	353	65,2	1538	0,32	0,89	< 0,2
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	< 1,2	< 1,8	< 4	97,0	13,4	463	4,8	< 0,1	< 0,03
20/99	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	< 3	< 15	< 4	399	76,8	964	2,6	0,25	< 0,03
21/99-00	Нейтрино, вода Эльбрус, скв.	< 0,4	< 3	< 5	_	1,7	279	0,68	< 0,2	< 0,1
22/99	Шхельда, нарзан	< 1,2	< 5	< 4	304	40,4	444	3,1	< 0,1	< 0,03
7/01	Герхожан-су, нарзан	1,5	18,6	< 4	286	10,8	212	0,8	8,4	< 0,2
9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	32,5	< 14	< 4	3087	983,8	2754	4,4	24,2	< 0,2
10/01	Верхний Баксан, нарзан вы- ше селения	14,7	< 1	< 4	577	525	1219	1,5	0,50	< 0,2
11/01	Зыдачит, нарзан	< 0,6	< 3	< 4	49,3	1,7	462	< 0,2	0,3	< 0,2
12/01	Тырныауз, скв.	30,4	< 1	< 4	4817	882,2	4082	< 0,2	< 0,3	< 0,2
			Долин	а р. Чегел	М					
4/01	Гекташ (р. Чегем), нарзан	< 0,6	< 1	< 4	455	138	368	< 0,2	< 0,3	< 0,2
5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	25,2	< 1	< 4	524	344	1081	2,8	0,72	< 0,2
5a/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан, выход 2	19,9	< 1	< 4	485	289	889	2,6	0,73	< 0,2

Мо	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Те	Ι	Cs	Ba	La	Ce	Pr
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	125	52,5	338	0,045	0,050	< 0,01
< 0,3	< 0,08	0,10	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	194	6,0	206	1,2	2,5	0,32
0.84	< 0.08	0.23	< 0.1	< 0.3	0.097	< 0.3	166	74	155	0.14	0.20	0.04
0,01	. 0,00	0,23	. 0,1	. 0,5	0,007	. 0,5	100	/,1	155	0,11	0,20	0,01
< 0,2	0,12	0,77	< 0,05	< 0,3	0,46	< 0,3	889	366	151	0,12	0,25	0,034
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	206	1,0	292	0,04	0,089	0,014
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	37,6	< 0,1	57,3	0,58	0,39	0,10
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	31,7	0,16	85,0	1,5	3,3	0,65
< 0,3	< 0,08	0,24	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	51,0	0,82	42,4	0,70	1,2	0,14
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,03	< 0,98	< 2	2,8	302	0,78	1,9	0,28
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	0,10	< 0,98	< 2	1,2	24,6	0,51	0,92	0,17
					Дол	ина р. Баг	ксан					
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	29,9	17,4	32,3	< 0,08	0,15	0,021
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	29,4	2,9	49,7	0,16	0,30	0,052
0,61	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	12,2	10,4	< 0,08	0,13	0,017
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	47,3	44,9	0,22	0,50	0,066
0,47	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	4,1	67,7	48	0,36	0,20	0,028
0,47	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	5,6	66,9	39	0,29	0,077	< 0,02
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	3,1	145	0,82	1,7	0,20
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	67,3	10,2	463	0,24	0,54	0,080
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,03	< 0,98	8,8	< 0,05	85,9	0,27	0,20	0,092
0,50	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	< 21	16,9	184	0,47	1,1	0,12
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,68	< 0,2	< 1	6,8	1,1	34,4	0,34	0,15	0,023
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	36,5	1792	34,8	0,32	0,23	0,029
											0.10	
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	12,3	1783	16,6	0,27	0,12	0,022
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	2,2	108	0,27	0,074	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,43	< 0,2	< 1	147	1016	409	< 0,2	< 0,04	< 0,02
					Дол	ина р. Че	гем					
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	7,8	409	19,5	< 0,03	< 0,04	< 0,02
0,31	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	8,7	173	640	0,63	0,59	0,090
0.53	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.2	< 0.2	< 1	7.9	138	528	0.65	0.59	0.083
	,1		,1	,2	. 0,2	• 1	.,,,	150	520	0,00	0,00	0,005

Номер пробы	Название источника	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
			Долина	р. Тебер	да					
26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	< 2	< 1	< 4	1813	9,5	3957	1,2	6,2	< 0,2
23/01	Горалы-кол (Джемагат), нарзан № 2	< 0,6	< 2	< 4	90,6	10,0	150	4,1	2,6	< 0,2
24/01	Горалы-кол, Главный (Джемагат) нарзан	< 1,5	< 1	< 4	526	53,5	578	10,0	27,7	< 0,2
25/01	Теберда, санаторий, скв. 22Э-бис, 400 м	< 0,6	< 1	< 4	2634	68,3	3317	4,6	662	< 0,2
2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	< 2	< 8	< 25	1854	17,4	1631	3,6	29,0	< 0,08
3/00	Джингирик, скв.	< 1	< 3	< 3	34,4	3,9	1417	1,5	< 0,2	< 0,03
			Скваж	сины КМ	В					
K-1	Пятигорск, скв. 19	6,3	< 20	< 25	1950	337	7151	3,0	0,55	< 0,08
K-2	Пятигорск, скв. 33	5,7	< 12	< 40	3114	324	16148	0,12	0,15	< 0,08
K3	Пятигорск, скв. 26-бис	< 0,7	< 3	< 12	543	29,1	1608	< 0,1	< 0,2	< 0,03
K-4	Железноводск, скв. 69	< 2	26,2	< 14	776	94,8	6537	0,29	0,18	< 0,08
K-5	Ессентуки, скв. 39	< 2	< 5	< 14	1604	4,5	1529	< 0,08	1,2	< 0,08
K-6	Ессентуки, скв. 1КМВ-бис	< 2	104	< 30	2439	107	16748	0,82	1,6	< 0,08
K-7	Ессентуки, скв. 55	< 0,7	< 3	< 6	223	1,7	98,6	< 0,1	< 0,2	< 0,03
K-8	Ессентуки, скв. 1-Э	< 2	< 8	< 20	1358	6,8	1605	2,3	0,51	< 0,08
K-9	Железноводск, скв. 70	4,6	33,1	< 14	1477	169	6313	0,31	< 0,09	< 0,08
K-10	Кисловодск, скв. 1-ОП	< 2	30,8	< 14	185	4,0	12692	0,24	14,3	< 0,08
K-11	Кисловодск, скв. Нарзан	< 0,7	< 10	< 3	178	22,3	3367	3,5	1,4	0,086
K-12	Кисловодск, скв. 5-О	< 0,7	< 6	< 12	535	15,6	11362	0,4	0,63	< 0,03
K-13	Кисловодск, скв. 12	< 2	< 2	< 14	718	24,5	12005	0,34	0,5	< 0,08
5/0бис	Кисловодск, скв. 5-О бис	< 0,7	< 3	< 3	62,4	4,58	5696	< 0,1	< 0,2	< 0,03
		Казбек	ская вулі	канически	ія област	16				
		Доли	ны рек Ге	гналдон и	Фиагдон					
24/99	Тамиск, скв. 3, 750 м	< 1,2	< 5	< 20	465	8,2	12947	0,13	0,45	< 0,03
25/99	Хилаг, Теплинский нарзан	5,1	209	< 4	937	222	1080	1,7	< 0,1	< 0,03
3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	2,7	141	< 4	1097	211	1377	1,44	< 0,03	< 0,01
26/99	Нижний Кармадон, скв.	207	< 9	< 30	6429	37,7	8906	0,21	0,44	< 0,03
26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	72,0	< 1,8	< 4	3200	17,9	3941	< 0,05	< 0,1	< 0,03
2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	73,5	< 3	< 8	3146	18	3757	0,033	0,13	< 0,03
39/00	Верхний Кармадон, нарзан	17,8	418	< 80	5440	1095	8207	0,94	0,10	< 0,08
4/03	Верхний Кармадон, нарзан	9,5	25,9	< 8	5353	1326	9358	0,44	< 0,1	< 0,06
		Долины	рек Урух	и Черек-	Балкарск	сий				
23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	21,1	< 15	< 25	2167	366	4979	3,9	0,86	< 0,03
28/00	Лабода, нарзан	< 0,4	12,2	< 5	_	2,4	139	7,4	0,54	< 0,1

Мо	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ι	Cs	Ba	La	Ce	Pr
					Долі	ина р. Теб	ерда					
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	25,4	3,1	280	0,40	0,19	0,024
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	0,2	321	0,55	0,52	0,053
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	9,8	1,2	169	0,42	0,36	0,070
< 0,2	< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,2	0,2	< 1	31,5	3,0	1766	0,38	0,23	0,054
< 0,2	0,12	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	309	0,58	1649	0,96	1,8	0,21
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	7,8	0,14	875	0,52	1,2	0,14
					Ске	важины К	MB					
0,3	0,25	2,40	< 0,05	1,3	0,31	< 0,3	168	114	184	3,0	6,8	0,98
< 0,2	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	140	133	20	0,013	0,040	< 0,01
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	17,9	7,8	10,5	< 0,01	< 0,02	< 0,01
0,67	< 0,06	0,13	< 0,05	< 0,3	0,12	< 0,3	95,9	32,9	25,8	0,33	0,59	0,082
6,7	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	694	0,41	113	< 0,01	< 0,02	< 0,01
0,43	< 0,06	0,15	< 0,05	< 0,3	0,71	< 0,3	83,2	24,1	25,7	0,030	0,065	0,012
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	9,8	0,12	49,4	< 0,01	< 0,02	< 0,01
< 0,2	< 0,06	0,98	< 0,05	0,91	0,13	< 0,3	297	0,36	4762	2,1	4,7	0,72
0,67	< 0,06	0,24	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	110	54,2	26,0	0,18	0,38	0,051
< 0,2	< 0,06	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	329	0,16	2,8	< 0,01	< 0,02	< 0,01
0,58	0,40	3,6	< 0,1	2,4	0,53	< 0,3	11,3	5,4	60,0	6,8	11,9	1,8
2,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	17,9	3,8	15,2	< 0,01	< 0,02	< 0,01
0,33	0,09	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	53,8	7,1	16,2	0,055	0,088	< 0,01
1,1	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	< 0,04	< 0,3	6,5	1,1	14,9	0,03	< 0,02	< 0,01
				Kas	вбекская в	вулканиче	ская обла	сть				
				Д	олины рек	Геналдон	и и Фиагд	ОН				
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	67,4	0,74	7,7	< 0,08	< 0,05	< 0,005
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	128	155	201	< 0,08	0,23	0,034
0,21	< 0,01	< 0,03	-	0,37	< 0,06	< 0,05		155	306	0,031	0,067	0,011
1,0	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	602	19,6	1096	2,40	0,27	0,036
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	358	10,5	579	0,53	< 0,05	< 0,005
< 0,06	< 0,03	< 0,06	-	0,41	< 0,1	< 0,1	_	9,4	447	< 0,006	< 0,006	< 0,01
0,8	0,19	0,52	< 0,05	< 0,3	0,18	< 0,3	309	1115	263	0,14	0,25	0,032
0,33	< 0,1	< 0,1	-	0,78	< 0,2	< 0,2	_	1438	381	0,035	0,046	< 0,02
				Доли	ны рек У	рух и Чер	ек-Балкар	оский				
< 0,2	< 0,07	< 0,09	< 0,05	< 0,2	< 0,1	< 0,2	104	512	3282	0,50	1,0	0,12
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,03	< 0,98	< 2	0,40	267	1,4	3,4	0,40

Номер пробы	Название источника	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
29/00	Мацота, нарзан	< 0,4	69,2	< 5	_	3,8	90,2	15,2	0,49	< 0,1
30/00	Харес, нарзан	< 0,4	< 3	< 5	_	3,0	460	2,0	< 0,2	< 0,1
31/00	Колтусуар (р. Танадон), нарзан	7,2	153	< 25	-	188	2274	2,8	< 0,2	< 0,1
32/00	Турбаза Дзинага, скв.	< 0,4	61,4	< 20	_	7,9	1110	2,0	< 0,2	< 0,1
1/01	Герпегеж, скв.	< 0,6	< 1	< 4	84,7	2,2	1090	< 0,2	< 0,3	< 0,2
2/01	Ортозюрек, нарзан	< 0,6	17,6	< 4	< 37	1,2	112	1,1	< 0,3	< 0,2
3/01	Штуллу, нарзан в левом борту р. Кара-су	< 0,6	25,1	< 4	< 37	4,0	262	1,2	< 0,3	< 0,2
3a/01	Ахсу, нарзан в правом бор- ту р. Кара-су	< 0,6	< 1	< 4	< 37	3,1	367	1,4	< 0,3	< 0,2
			Долин	а р. Ардо	H				•	
33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг- дон	8,8	81,7	< 45	3431	145	4542	1,0	1,2	< 0,08
34/00	Верхний нарзан на р. Адай- кондон	< 0,7	40,2	< 3	91,8	6,1	330	3,7	< 0,2	< 0,03
35/00	Тиб-1, скв., 150 м	9,4	38,3	< 14	1073	134	3397	0,29	1,3	< 0,08
37/00	Згиль-Чельдиевский нарзан	< 1	9,3	< 3	223	6,2	1515	1,1	0,65	< 0,03
38a/00	Зарамаг-1, скв.	13,7	< 15	< 50	4395	69,6	2362	0,70	0,74	< 0,08
6/03	Зарамаг-1, скв.	7,0	6,7	< 4	2164	58,3	2840	0,37	0,36	< 0,06
7/03	Хасиевский нарзан, Зруг- дон	4,9	30,2	< 3	1269	104	4393	0,63	0,35	< 0,06
8/03	Чельдиевский нарзан	0,91	5,4	< 0,8	< 44	4,9	1637	0,65	0,10	< 0,01
9/03	Карта, нарзан	< 0,06	< 0,2	< 0,8	< 44	9,3	3726	0,26	0,049	< 0,01
10/03	Згиль-1, нарзан	< 0,1	< 0,4	< 1	129	28,4	3252	0,076	< 0,05	< 0,03
11/03	Лисри, нарзан	0,39	1,6	< 1	< 88	19,4	2776	0,51	0,58	< 0,03
12/03	Камсхо, нарзан	1,1	12,0	< 0,8	< 44	12,3	2349	2,8	0,29	< 0,01
13/03	Бубу, нарзан	< 0,06	< 0,2	< 0,8	< 44	2,3	1786	0,49	0,12	< 0,01
14/03	Калиат, нарзан	< 0,06	13,4	< 0,8	< 44	11,9	564	0,20	< 0,03	< 0,01
16/03	Тиб-1, скв., 150 м	5,1	19,4	< 3	242	123	3423	0,19	0,65	< 0,06
17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	0,2	< 0,2	< 1	336	8,3	3556	0,41	0,40	< 0,01
			Южн	ая Осети	я					
18/03	Сба, нарзан	4,2	< 0.8	< 4	736	24,2	2833	0,91	0,34	< 0,03
19/03	Суна, нарзан	0,8	< 0.4	< 1	99,0	6,3	3137	1,5	0,20	< 0,01
20/03	Ермани-верхний, нарзан	< 0,06	0,53	< 0,8	< 44	11,9	1638	1,6	0,68	< 0,01
21/03	Ермани-нижний, нарзан	0,11	0,42	< 0,8	< 44	1,8	1347	1,6	0,10	< 0,01
22/03	Ходзи, нарзан	1,4	1,0	< 1	115	10,5	1698	2,3	0,12	< 0,01
23/03	Едисса, нарзан	0,49	< 0.4	< 1	113	18,8	2079	1,3	1,00	< 0,01
24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	0,30	0,60	< 0,8	67,9	14,9	1917	0,88	0,26	< 0,01
25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	0,41	1,1	< 0,8	110	12,6	2569	2,6	0,14	< 0,01

Мо	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ι	Cs	Ba	La	Ce	Pr
< 0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.2	0.34	< 0.98	< 2	0.78	137	7.3	20.5	2.3
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	0,049	< 0,98	< 2	0,28	70,0	0,32	0,83	0,15
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,03	< 0,98	35,2	107	1392	0,14	0,38	0,087
< 0,5	< 0,1	< 0,1	< 0,1	1,3	< 0,03	< 0,98	24,0	0,62	530,3	0,60	1,4	0,22
0,41	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	< 0,08	78	0,21	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	0,12	7,3	1,3	2,2	0,23
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	2,8	27,9	0,33	0,24	0,031
< 0.2	< 0.1	0.18	< 0.1	< 0.2	< 0.2	< 1	< 4	0.29	3.0	1.5	0.8	0.20
< 0,2	< 0,1	0,10	< 0,1	< 0,2	< 0,2		~ 7	0,27	5,7	1,5	0,0	0,20
	1	1	1	1	Дол	ина р. Ар	дон	1		1	1	1
< 0,2	0,080	< 0,07	< 0,05	< 0,3	< 0,06	< 0,3	478	272	287	0,053	0,14	0,021
					0.061		14.6		10.0	0.44	0.01	0.10
< 0,3	< 0,08	< 0,08	< 0,1	< 0,3	0,061	< 0,3	14,6	8,0	19,8	0,41	0,91	0,12
< 0.2	< 0.06	< 0.07	< 0.05	< 0.3	< 0.06	< 0.3	246	200	152	0.045	0.10	0.016
< 0.3	< 0.08	< 0.08	< 0.1	< 0.3	< 0.04	< 0.3	47.3	9.4	97.2	0.12	0.21	0.045
< 0.2	0.090	< 0.07	< 0.05	< 0.3	< 0.06	< 0.3	295	55.7	677	0.46	1.27	0.19
< 0,1	< 0,1	< 0,1	_	0,47	< 0,2	< 0,2	_	54,6	792	0,028	0,023	< 0,02
< 0,1	< 0,1	< 0,1	_	< 0,3	< 0,2	< 0,2		309	242	< 0,01	0,016	< 0,02
0,037	< 0,01	< 0,03	_	0,17	< 0,06	< 0,05	_	8,6	118	0,078	0,11	0,022
< 0,03	< 0,01	< 0,03	_	0,19	< 0,06	< 0,05	_	10,2	303	0,019	0,02	< 0,005
< 0,06	< 0,03	< 0,06	_	0,36	< 0,1	< 0,1	_	14,5	205	0,036	0,054	< 0,01
< 0,06	< 0,03	< 0,06	_	0,29	< 0,1	< 0,1	_	9,9	610	0,045	0,050	< 0,01
0,15	< 0,01	0,094	-	0,34	< 0,06	< 0,05	_	12,2	188	0,66	0,94	0,14
0,033	< 0,01	< 0,03	-	0,18	< 0,06	< 0,05	_	1,0	162	0,033	0,041	0,010
< 0,03	< 0,01	< 0,03	-	0,20	< 0,06	< 0,05	_	3,9	523	0,036	0,043	0,0059
< 0,1	< 0,1	< 0,1	-	< 0,3	< 0,2	< 0,2	-	155	157	0,016	< 0,01	< 0,02
< 0,03	< 0,01	< 0,03	-	0,26	< 0,06	< 0,05	-	9,5	143	0,015	0,02	< 0,005
					IO	силя Осо	mua					
< 0.06	< 0.03	< 0.06	_	0.23	< 0.1			25.6	291	0.18	0.21	0.036
0.062	< 0.01	< 0.03	_	0.22	< 0.06	< 0.05	_	91	86.9	0.20	0.20	0.043
< 0.03	< 0.01	< 0.03	_	0.23	< 0.06	< 0.05	_	3.4	210	0.11	0.13	0.022
0.072	< 0.01	< 0.03		0,24	< 0.06	< 0.05	_	5.7	337	0.28	0,36	0.058
0.079	< 0.01	0.041	_	0.24	< 0.06	< 0.05	_	14.8	368	0.55	0.61	0.094
0,16	< 0.01	< 0.03	_	0.22	< 0.06	< 0.05	_	20.7	499	0,30	0.38	0.053
0,17	< 0.01	< 0.03	_	0,18	< 0.06	< 0.05	_	11.2	496	0,13	0,14	0,022
0,15	< 0,01	< 0,03	_	0,25	< 0,06	< 0,05	_	8,0	172	0,70	0,91	0,13

Номер пробы	Название источника	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
26/03	Бритата, нарзан	1,0	1,3	< 0,8	57,2	5,2	1937	0,98	0,10	< 0,01
27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	2,1	3,5	< 0,8	151	13,7	2106	2,3	0,21	< 0,01
28/03	Бритата, средний нарзан	0,6	0,80	< 0,8	83,2	5,2	2308	0,79	0,10	< 0,01
29/03	Багиата, скв. 1	1,0	10,5	< 2	401	33,1	5622	0,61	0,39	< 0,03
30/03	Джава, скв.	< 0,1	< 2	< 10	5270	8,0	2257	0,032	< 0,05	< 0,03
31/03	Кесельта, нарзан	0,81	259	< 3	1007	36,7	5215	0,052	2,5	< 0,03
32/03	Кобет, нарзан	2,6	631	< 4	1002	136,3	1001	0,59	11,2	< 0,03
33/03	Кировский, нарзан	3,7	140	< 1	240	11,8	2285	0,62	4,7	< 0,03
34/03	Хуце, нарзан	< 0,06	1,6	< 0,8	85,8	1,6	1141	0,45	0,21	< 0,01
		С	еверо-За	падный К	авказ					
		Д	олина р.	Большая	Лаба					
29-1/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	23,5	434	< 4	2031	45,1	1013	1,5	7,5	< 0,2
29-2/01	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники), Святой источник	4,6	648	< 4	461	14,5	446	3,5	2,0	< 0,2
30/01	Нарзан на правом берегу р. Лаштрак	1,7	254	< 4	647	14,9	518	1,3	1,6	< 0,2
			Долина	р. Мзымі	ma					
33/01	Чвижепсе, скв. 6, 200 м (данные ОАО «Мацеста»)	< 0,6	4172	< 4	255	22,1	2248	0,3	0,47	< 0,2
34/01	Пслух, нарзан	6,0	48,6	< 4	217	41,0	1462	2,9	3,0	< 0,2
35/01	Пслух-верхний, нарзан	< 0,6	< 1	< 4	49,0	15,5	2604	< 0,2	< 0,3	< 0,2
36/01	Нарзан № 1, верховья р. Мзымта, правый берег	< 0,6	4,2	< 4	< 37	1,3	233	< 0,2	< 0,3	< 0,2
38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	< 0,6	1237	< 4	114	21,9	774	< 0,2	1,4	< 0,2
39/01	Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), нарзан	< 0,6	2377	< 4	2417	16,4	720	< 0,2	3,6	< 0,2
40/01	Чвижепсе, скв.7, 700 м	< 0,6	10449	< 4	380	36,5	5419	< 0,2	< 0,3	< 0,2
		Северо-Е	восточны	ий Кавказ	(Дагест	ан)				
228/02	Куанский (верхний), нарзан	13,5	< 3	< 300	3691	191	3418	< 0,1	< 0,7	< 0,1
229/02	Куанский (главный), нарзан	62,9	< 3	< 300	5972	490	5748	0,33	< 0,7	< 0,1
229a/02	Куанский нарзан, главный (смесь нарзанов)	56,5	< 3	< 300	6023	478	5758	0,25	< 0,7	< 0,1
230/02	Инхоквари, нарзан	35,1	< 1	< 5	2162	374	1980	0,46	< 0,3	< 0,04

Мо	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Ι	Cs	Ва	La	Ce	Pr
0,21	< 0,01	< 0,03	-	0,18	< 0,06	< 0,05	_	8,3	243	0,16	0,17	0,027
< 0,03	< 0,01	< 0,03	-	0,21	< 0,06	< 0,05	_	41,4	212	0,53	0,67	0,11
0,08	< 0,01	< 0,03	-	0,16	< 0,06	< 0,05	_	8,9	491	0,09	0,11	0,017
< 0,06	< 0,03	0,19	-	0,27	< 0,1	< 0,1	_	65,5	1163	0,14	0,16	0,025
< 0,06	< 0,03	< 0,06	_	0,40	< 0,1	< 0,1	_	0,2	49	0,006	0,013	< 0,01
< 0,06	< 0,03	< 0,06	-	0,24	< 0,1	< 0,1	_	52,5	1894	0,036	0,0095	< 0,01
0,24	< 0,03	< 0,06	-	0,24	< 0,1	< 0,1	_	148	308	0,080	0,13	0,018
< 0,06	< 0,03	< 0,06	-	< 0,2	< 0,1	< 0,1	_	6,6	3741	0,10	0,093	0,018
0,13	< 0,01	< 0,03	-	0,13	< 0,06	< 0,05	_	0,1	170	0,12	0,17	0,024
					Северо-	Западный	Кавказ					
					Долина	р. Больш	ая Лаба					
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	44,1	115	90,3	0,38	0,13	0,028
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	10,4	44,7	40,6	0,66	0,88	0,079
0,6	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	14,9	27,5	42,6	0,38	0,38	0,042
					Доли	на р. Мзь	імта					
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	5,5	1,0	431	0,31	0,25	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	9,2	45,1	394	0,59	0,90	0,081
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	9,2	119	< 0,03	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	< 4	0,38	12	< 0,03	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	6,2	11,1	116	< 0,03	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	28,2	10,5	873	< 0,3	< 0,04	< 0,02
< 0,2	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,2	< 0,2	< 1	17,2	1,6	769	< 0,3	< 0,04	< 0,02
				Севеј	ро-Восточ	ный Кавн	саз (Дагес	стан)				
< 0,6	< 0,2	< 0,4	_	< 3	2,1	< 0,7	_	267	41,4	< 0,7	< 0,1	< 0,04
< 0,6	< 0,2	< 0,4	-	< 3	2,2	< 0,7	-	759	523	< 0,7	< 0,1	< 0,04
< 0,6	< 0,2	< 0,4	_	< 3	2,8	< 0,7	_	712	839	< 0,7	< 0,1	< 0,04
< 0,3	< 0,1	0,33	-	< 2	16	< 0,4	_	429	47,6	< 0,4	0,084	< 0,02

Номер пробы	Название источника	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm
		Эльбру	сская вул	каническ	ая област	ть				
			Долинс	а р. Куба	НЬ					
1/98	Уллукам, верхний нарзан	1,02	0,10	0,09	0,24	0,03	0,21	0,03	0,11	< 0,03
4/99	Уллукам, верхний нарзан	1,4	0,26	< 0,07	0,36	0,058	0,33	0,062	0,18	0,016
2/98	Уллукам, нижний нарзан	0,31	0,07	< 0,06	0,09	< 0,01	0,10	< 0,02	< 0,04	< 0,03
5/99	Уллукам, нижний нарзан	0,38	0,074	< 0,08	0,087	0,017	0,11	0,018	0,052	< 0,005
4a/99	Уллукам, правобережный нарзан	0,14	< 0,01	< 0,04	0,035	< 0,007	0,043	0,0094	0,021	< 0,005
6/99	Нарзан Ледниковый (р. Ул- лукам)	0,27	0,072	0,025	0,14	0,026	0,18	0,039	0,11	0,014
6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Ул- лукам)	0,21	0,057	< 0,02	0,13	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
6/00	Нарзан № 3, р. Уллухурзук	0,98	0,23	0,087	0,35	0,053	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
7/00	Нарзан Эльбрусский юж- ный	1,3	0,17	0,083	0,28	0,043	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
1/00	Джилы-су, ванна № 1 (Би- тиктебе), нарзан	0,16	< 0,04	< 0,2	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
3/98	Нарзан «питьевой» на пра- вом берегу р. Битиктебе	0,09	< 0,06	< 0,06	< 0,05	< 0,01	0,04	< 0,02	< 0,04	< 0,03
4/98	Нарзан в русле р. Битик- тебе	< 0,08	< 0,06	< 0,06	< 0,05	< 0,01	< 0,04	< 0,02	< 0,04	< 0,03
6/98	Джилы-су, ванна № 3 (Би- тиктебе), нарзан	0,08	0,06	< 0,06	< 0,05	< 0,01	< 0,04	< 0,02	< 0,04	< 0,03
7/98	Нарзан в правом борту р. Битиктебе	0,11	0,10	< 0,06	0,20	0,04	0,19	0,04	0,16	< 0,03
9/99	Джилы-су, ванна № 1 (Би- тиктебе), нарзан	< 0,02	< 0,01	< 0,2	< 0,015	< 0,007	< 0,005	< 0,002	< 0,004	< 0,005
10/99	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битик- тебе	< 0,02	< 0,01	< 0,06	0,010	< 0,007	0,015	0,006	0,016	< 0,005
13/99	Битиктебе, нарзан	0,056	0,018	< 0,09	0,027	< 0,007	0,039	0,0080	0,028	< 0,005
11/99	Нарзан № 1 в правом борту р. Уллухурзук	0,10	< 0,01	< 0,08	0,016	< 0,007	0,023	0,004	0,015	< 0,005
12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	0,49	0,108	< 0,15	0,14	0,021	0,14	0,033	0,093	0,013
8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	0,11	< 0,06	< 0,06	0,11	< 0,01	0,09	< 0,02	0,08	< 0,03
5/00	Учкулан, скв.	0,22	0,075	< 0,02	0,11	0,023	< 0,07	0,024	0,052	0,0085
14/99	Чемарткол, верхний нарзан	0,99	0,272	0,064	0,40	0,068	0,49	0,093	0,26	0,034
4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	1,2	0,33	0,10	0,52	0,10	0,70	0,23	0,78	0,16
11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	0,36	0,08	< 0,06	0,10	0,02	0,09	0,03	0,14	< 0,03
2/99	Индыш, нарзан	< 0,02	< 0,01	< 0,02	< 0,005	< 0,007	< 0,005	< 0,002	< 0,004	< 0,005
3/99	Джаланкол, нарзан	< 0,02	< 0,01	< 0,03	0,029	0,012	0,11	0,025	0,10	0,017

Yb	Lu	Hf	W	Hg	T1	Pb	Bi	Th	U
			Эльбрусс	кая вулка	ническая	область			
				Долина	р. Кубан				
0,08	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	14,4	< 0,03	< 0,04	1,9
0,12	0,015	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,027	1,1
< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	0,09	0,56	0,09	< 0,04	5,4
0,027	0,0043	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,010	2,1
0,018	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,0093	0,82
0.11	0.012	< 0.02	0.11	< 0.4	< 0.04	< 0.2	< 0.006	0.0001	0.22
0,11	0,012	< 0,02	0,11	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,000	0,0091	0,22
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,10	0,18	< 0,1	< 0,03	0,40
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,27	< 0,1	< 0,03	5,5
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	7,4	< 0,02	0,48	< 0,1	< 0,03	0,13
< 0.02	< 0.01	< 0.03	< 0.09	< 0.09	< 0.02	< 0.2	< 0.08	< 0.01	0.019
-,	- ,	-,	-,-,	-,	-,	- ,_	-,	-,	-,
< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	0,40	< 0,03	< 0,04	0,18
< 0.04	< 0.02	< 0.00	0.52	< 0.5	< 0.06	1.27	< 0.02	< 0.04	0.09
< 0,04	< 0,02	< 0,09	0,55	< 0,3	< 0,00	1,27	< 0,03	< 0,04	0,08
< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	1,51	< 0,03	< 0,04	< 0,05
0,15	< 0,02	0,10	< 0,2	< 0,5	< 0,06	< 0,2	< 0,03	< 0,04	1,6
< 0.005	< 0.004	< 0.02	0.19	< 0.4	< 0.04	< 0.2	< 0.006	< 0.004	< 0.02
,	,		0,15						,
0,025	< 0,004	< 0,02	1,1	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	< 0,004	0,071
0.028	< 0.004	< 0.02	< 0.04	< 0.4	< 0.04	< 0.2	< 0.006	< 0.004	< 0.02
0,018	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	< 0,004	3,4
-	*	,	,				-	-	,
0,075	0,012	0,043	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,026	1,9
0.08	< 0.02	< 0.09	< 0.2	< 0.5	< 0.06	< 0.2	< 0.03	< 0.04	0.77
0,00	< 0,02	< 0,07	< 0,2	< 0,5	< 0,00	< 0,2	< 0,05	< 0,04	0,77
0,10	0,0083	0,218	< 0,09	< 0,09	< 0,02	0,28	< 0,08	< 0,01	0,017
0,245	0,032	0,128	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,043	2,7
0,91	0,17	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,27	< 0,1	< 0,03	0,50
0.15									0.70
0,12	< 0,02	< 0,09	< 0,2	4,7	< 0,06	< 0,2	< 0,03	< 0,04	0,69
< 0.005	< 0.004	27.4	31.5	< 3	< 0.04	< 0.2	< 0.006	0.81	44.5
0.11	0.016	1.789	1.85	< 0.4	< 0.04	< 0.2	< 0.006	0.030	0,40
.,	.,	,,	.,	-,.		-,-			.,

Номер пробы	Название источника	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm
7/99	Керт-Мели (Магомет-нар- зан)	0,72	0,19	< 0,04	0,41	0,074	0,53	0,17	0,55	0,080
8/99	Махар-нарзан	0,56	0,17	< 0,04	0,39	0,07	0,73	0,20	0,73	0,11
12/98	Мариинский нарзан	0,12	< 0,06	< 0,06	0,17	0,03	0,13	< 0,02	0,11	< 0,03
13/98	Тохана-нижний, нарзан	< 0,08	< 0,06	< 0,06	< 0,05	< 0,01	0,08	< 0,02	0,08	< 0,03
14/98	Тохана-верхний, нарзан	1,09	0,27	0,11	0,69	0,08	0,44	0,11	0,35	0,05
14/01	Тохана-верхний, нарзан	0,58	0,19	< 0,03	0,25	0,041	0,26	0,068	0,13	0,022
14-15/01	Тохана-верхний, нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
15/01	Тохана-нижний, нарзан	0,18	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	0,07	0,02	0,09	0,02
16/01	Шаушаиб, нарзан	0,18	< 0,08	0,070	< 0,05	0,018	0,13	0,030	0,15	0,028
17/01	Аманкол, нарзан	< 0,08	0,085	< 0,03	0,083	< 0,01	0,17	0,045	0,15	0,022
18/01	Арбакол, нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
19/01	Джаланкол, нарзан	0,14	< 0,08	< 0,03	0,11	< 0,01	0,11	0,024	0,06	< 0,01
20/01	Керт-Мели (Магомет-нар- зан)	0,68	0,18	< 0,03	0,41	0,10	0,73	0,14	0,56	0,11
21/01	Махар-нарзан	0,40	0,16	< 0,03	0,33	0,048	0,66	0,18	0,58	0,094
22/01	Учкуланичи, нарзан	1,3	0,55	0,12	1,5	0,34	2,7	0,90	2,7	0,45
			Долина	а р. Малк	ca					
15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	1,18	0,67	0,17	1,08	0,15	1,28	0,29	0,81	0,12
16/98	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	< 0,08	< 0,06	< 0,06	< 0,05	< 0,01	< 0,04	< 0,02	< 0,04	< 0,03
8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	0,56	0,071	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	0,11	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
13/01	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
11/00	Джилы-су, нижняя ванна (р. Малка), Мисост-нарзан	0,051	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
17/98	Малка, слабительный нарзан	0,10	< 0,06	< 0,06	< 0,05	< 0,01	< 0,04	< 0,02	< 0,04	< 0,03
18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	0,32	< 0,06	< 0,06	< 0,05	0,02	0,14	0,09	0,07	< 0,03
12/00	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	0,11	0,05	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	0,058	0,043	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
14/00	Нарзан, р. Кизилкол, левый берег	0,19	0,054	< 0,02	0,057	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
C-1	Серебряный источник (пре- сный), р. Кизилкол	0,27	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
15/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан на правом берегу р. Малка	0,10	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
15-1/00	Урочище Малый Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	0,06	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01

							1		
Yb	Lu	Hf	W	Hg	T1	Pb	Bi	Th	U
0,53	0,085	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,0057	< 0,02
0,74	0,13	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,0073	0,056
0,11	< 0,02	0,11	< 0,2	< 0,5	< 0,06	0,30	0,43	< 0,04	1,4
0,14	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	< 0,2	< 0,03	< 0,04	< 0,05
0,22	0,06	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	< 0,2	< 0,03	< 0,04	0,51
0,16	0,025	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,11	0,35
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,19	0,52
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	< 0,03
0,14	0,025	3,2	1,9	< 0,2	< 0,03	3,6	< 0,02	0,09	0,35
0,16	< 0,02	1,2	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,20
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,63
0,14	< 0,02	2,5	2,7	< 0,2	< 0,03	0,43	< 0,02	< 0,07	0,23
0,63	0,11	< 0,05	0,16	< 0,2	< 0,03	2,7	< 0,02	0,16	0,064
0,68	0,15	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,14	0,10
3,3	0,56	1,9	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,16	2,4
				Долина ј	р. Малка				
0,81	0,10	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	0,63	< 0,03	< 0,04	0,22
< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	1,6	< 0,03	< 0,04	0,33
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,080	1,1	< 0,1	< 0,03	0,79
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	< 0,09	< 0,02	0,94	< 0,08	< 0,01	0,25
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,23
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	< 0,09	< 0,02	< 0,2	< 0,08	< 0,01	0,26
< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	< 0,2	< 0,03	< 0,04	0,77
< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,2	< 0,5	< 0,06	< 0,2	< 0,03	< 0,04	1,6
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	< 0,2	< 0,1	< 0,03	0,55
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	< 0,2	< 0,1	< 0,03	1,3
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	< 0,2	< 0,1	< 0,03	0,46
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,029	0,27	< 0,1	< 0,03	0,36
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,066	< 0,2	< 0,1	< 0,03	0,82
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,41	< 0,2	< 0,1	< 0,03	0,052

Номер пробы	Название источника	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm
16/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	0,06	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
17/00	Нарзан в левобережной балке р. Малка	1,2	0,23	0,078	0,36	0,05	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
19/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (правобережный)	0,11	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
20/00	Ингушли, нижний нарзан	0,15	< 0,04	< 0,02	0,10	0,022	< 0,07	0,035	0,10	0,016
21/00	Ингушли, верхний нарзан	0,044	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
22/00	Исламчат, нарзан	0,27	0,062	0,030	0,068	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
23/00	Шаукол, верхний нарзан	2,6	0,95	0,29	1,6	0,30	1,5	0,30	0,74	0,11
24/00	Шаукол, средний нарзан	0,51	0,08	0,052	0,17	0,027	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
25/00	Терскол, нарзан	0,89	0,39	< 0,12	1,0	0,14	1,22	0,20	0,65	0,12
26/00	«Странный нарзан», ист. в конечной морене ледника Терскол	0,69	0,13	< 0,07	0,13	< 0,01	< 0,06	< 0,02	< 0,04	< 0,03
			Долина	пр. Бакса	пн	•				
15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	0,097	0,025	< 0,02	0,061	0,010	0,067	0,018	0,062	0,011
16/99	Тызыл, нижний нарзан	0,21	0,044	< 0,02	0,067	0,0082	0,059	0,012	0,030	< 0,005
17/99	Кыртык, нарзан	0,074	< 0,01	< 0,02	0,040	< 0,007	0,049	0,013	0,051	0,0073
18/99	Ирик-нарзан	0,32	0,076	0,14	0,19	0,026	0,18	0,039	0,12	0,013
8/01	Ирик-нарзан	0,21	0,11	< 0,03	0,13	< 0,01	0,093	0,046	0,081	< 0,01
8-4/01	Ирик-нарзан, нижняя часть ручья	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	0,83	0,21	< 0,04	0,40	0,070	0,50	0,142	0,40	0,064
20/99	Баксанбаши (Поляна Нарзанов), нарзан	0,42	0,10	< 0,07	0,20	0,031	0,24	0,065	0,21	0,029
21/99-00	Нейтрино, вода Эльбрус, скв.	0,30	< 0,08	< 0,07	< 0,05	< 0,01	< 0,06	< 0,02	< 0,04	< 0,03
22/99	Шхельда, нарзан	0,52	0,12	< 0,03	0,26	0,047	0,34	0,097	0,28	0,043
7/01	Герхожан-су, нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
9/01	Верхний Баксан, нарзан ниже селения	0,16	< 0,08	< 0,03	0,31	0,045	0,30	0,076	0,33	0,057
10/01	Верхний Баксан, нарзан вы- ше селения	0,11	< 0,08	< 0,03	< 0,05	0,016	0,090	< 0,01	< 0,05	< 0,01
11/01	Зыдачит, нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
12/01	Тырныауз, скв.	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
			Долин	а р. Чеге.	М					
4/01	Гекташ (р. Чегем), нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан	0,23	0,16	0,11	0,13	0,025	0,20	0,075	0,20	0,032
5a/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нарзан, выход 2	0,15	0,21	0,036	0,21	< 0,01	0,25	0,037	0,26	0,035

Yb	Lu	Hf	W	Hg	T1	Pb	Bi	Th	U
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,045	< 0,2	< 0,1	< 0,03	0,13
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,061	0,42	< 0,1	< 0,03	0,25
< 0.04	< 0.01	< 0.00	< 0.2	< 0.1	0.10	< 0.0	< 0.1	< 0.02	1.0
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,10	< 0,2	< 0,1	< 0,03	1,8
0,14	0,013	0,641	< 0,09	< 0,09	< 0,02	0,59	< 0,08	< 0,01	0,14
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	< 0,2	< 0,1	< 0,03	< 0,01
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	< 0,2	< 0,1	< 0,03	7,3
0,90	0,15	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,30	< 0,1	< 0,03	0,22
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,22	< 0,1	< 0,03	0,026
0,92	0,11	0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,07	< 0,1	< 0,05	0,35	0,46
< 0,03	< 0,02	< 0,04	1,0	< 0,09	< 0,07	0,74	< 0,05	0,12	< 0,03
				Полицал	Favoau				
0.061	0.010	< 0.02	0.20	долина р < 0 4	< 0.04	< 0.2	< 0.006	0.0082	4.8
0,001	0,010	× 0,02	0,20	× 0,+	、 0,04	× 0,2	< 0,000	0,0002	4,0
0,025	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	0,30	< 0,006	0,020	0,44
0,036	0,0065	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,0088	6,1
0,11	0,013	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	0,45	< 0,006	< 0,004	1,7
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,12	2,3
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	2,2
0,45	0,075	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,012	0,93
0,21	0,038	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	< 0,004	0,11
< 0,03	< 0,02	< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,07	< 0,1	< 0,05	0,035	7,5
0,30	0,040	< 0,02	< 0,04	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,0062	2,6
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	1,5	< 0,02	0,16	1,3
0,35	0,071	< 0,05	0,17	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	7,5
< 0.04	< 0.02	< 0.05	< 0.12	< 0.2	0.57	< 0.2	< 0.02	0.12	0.20
× 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	0,57	< 0,2	< 0,02	0,12	0,20
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,17	0,12
< 0,04	< 0,02	< 0,05	2,0	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	< 0,03
				Долина	р. Чегем				
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	0,55	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,24
0,23	0,053	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	0,33	< 0,02	< 0,07	0,10
0.10	0.041							< 0.0 <b>7</b>	0.10
0,18	0,041	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,10
			1						

Номер пробы	Название источника	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm
			Долина	р. Тебер	да					
26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	0,13	0,11	0,052	0,061	< 0,01	0,060	< 0,01	0,091	< 0,01
23/01	Горалы-кол (Джемагат), нарзан № 2	0,43	< 0,08	< 0,03	0,16	0,027	0,19	0,077	0,17	0,025
24/01	Горалы-кол, Главный (Джемагат) нарзан	0,31	0,19	0,081	0,34	0,11	0,91	0,26	0,75	0,11
25/01	Теберда, санаторий, скв. 22Э-бис, 400 м	< 0,08	< 0,08	< 0,03	0,16	0,071	0,31	0,075	0,35	0,039
2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	0,83	0,34	< 0,2	0,42	0,063	0,40	0,085	0,28	0,048
3/00	Джингирик, скв.	0,6	0,20	0,32	0,22	0,045	< 0,09	< 0,03	< 0,08	0,034
			Скваж	сины КМ	В					
K-1	Пятигорск, скв. 19	2,7	0,58	< 0,1	0,72	0,12	0,50	0,12	0,31	0,030
K-2	Пятигорск, скв. 33	< 0,04	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
K3	Пятигорск, скв. 26-бис	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
K-4	Железноводск, скв. 69	0,20	0,047	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
K-5	Ессентуки, скв. 39	< 0,04	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
K-6	Ессентуки, скв. 1КМВ-бис	< 0,04	0,058	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
K-7	Ессентуки, скв. 55	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
K-8	Ессентуки, скв. 1-Э	2,3	0,64	< 1	0,73	0,10	0,47	0,085	0,22	0,032
K-9	Железноводск, скв. 70	0,11	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
K-10	Кисловодск, скв. 1-ОП	< 0,04	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
K-11	Кисловодск, скв. Нарзан	4,3	0,83	0,20	0,82	0,15	0,51	0,11	0,26	0,031
K-12	Кисловодск, скв. 5-О	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
K-13	Кисловодск, скв. 12	0,049	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
5/0бис	Кисловодск, скв. 5-О бис	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
	1	Казбек	ская вулі	канически	яя област	пь	1			
		Доли	ны рек Ге	гналдон и	Фиагдон	!				
24/99	Тамиск, скв. 3, 750 м	< 0,02	< 0,01	< 0,02	< 0,005	< 0,007	< 0,005	< 0,002	< 0,004	< 0,005
25/99	Хилаг, Теплинский нарзан	0,19	0,044	< 0,03	0,10	0,016	0,14	0,046	0,12	0,018
3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	0,070	0,031	< 0,006	0,074	0,016	0,11	0,029	0,093	0,013
26/99	Нижний Кармадон, скв.	0,11	0,034	< 0,15	0,021	< 0,007	0,022	0,0067	0,0078	< 0,005
26-1/99	Нижний Кармадон, скв. новая	< 0,02	< 0,01	< 0,06	< 0,005	< 0,007	< 0,005	< 0,002	< 0,004	< 0,005
2/03	Нижний Кармадон, скв. 29	< 0,005	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,007	< 0,007	< 0,006	< 0,006	< 0,006
39/00	Верхний Кармадон, нарзан	0,21	0,058	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
4/03	Верхний Кармадон, нарзан	0,023	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,01	0,024	< 0,01	0,017	< 0,01
		Долины	рек Урух	и Черек-	Балкарсн	сий				
23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	0,51	0,15	< 0,3	0,25	0,042	0,29	0,066	0,22	0,037
28/00	Лабода, нарзан	1,6	0,41	0,13	0,82	0,16	0,92	0,21	0,72	0,10

Yb	Lu	Hf	W	Hg	T1	Pb	Bi	Th	U
				Долина р	. Теберда		1		
0,077	< 0,02	< 0,05	0,16	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,08
0,11	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,076	0,18
0,59	0,13	0,13	< 0,12	< 0,2	< 0,03	0,42	< 0,02	< 0,07	0,45
0,32	0,10	2,0	< 0,12	< 0,2	< 0,03	0,60	< 0,02	0,11	1,3
0,35	0,046	< 0,03	< 0,09	< 0,09	< 0,02	0,34	< 0,08	0,016	0,040
0,11	0,018	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	1,1	< 0,1	0,14	0,025
				Скважи	ны КМВ				
0,21	0,030	< 0,03	2,3	< 0,09	0,056	17,9	< 0,08	0,27	0,35
< 0,02	< 0,01	< 0,03	1,1	< 0,09	< 0,02	< 0,2	< 0,08	< 0,01	< 0,01
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,45	< 0,1	< 0,03	< 0,01
< 0,02	< 0,01	< 0,03	0,81	< 0,09	0,50	2,4	< 0,08	0,016	5,4
< 0,02	< 0,01	< 0,03	3,4	< 0,09	< 0,02	< 0,2	< 0,08	< 0,01	< 0,01
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	< 0,09	0,57	1,6	< 0,08	< 0,01	2,0
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,24	< 0,1	< 0,03	< 0,01
0,13	0,017	< 0,03	< 0,09	0,30	< 0,02	9,6	< 0,08	0,14	0,10
< 0,02	< 0,01	< 0,03	1,1	< 0,09	0,10	1,1	< 0,08	< 0,01	0,60
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	< 0,09	< 0,02	< 0,2	< 0,08	< 0,01	13,3
0,20	0,031	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,17	20,9	0,21	0,15	1,1
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,22	< 0,2	< 0,1	< 0,03	1,8
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	< 0,09	0,45	4,3	< 0,08	< 0,01	3,1
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	< 0,1	0,15	0,37	< 0,1	< 0,03	2,9
			Казбекс	кая вулка	ническая	область			
			Долине	ы рек Ген	алдон и Ф	биагдон			
< 0,005	< 0,004	< 0,02	0,11	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,011	< 0,02
0,14	0,015	< 0,02	0,17	< 0,4	< 0,04	0,48	< 0,006	0,014	0,15
0,090	0,014	< 0,004	0,064	< 0,04	0,0031	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,13
0,015	< 0,004	0,043	0,30	1,0	< 0,04	1,4	0,063	0,026	< 0,02
< 0,005	< 0,004	< 0,02	0,44	< 0,4	< 0,04	0,90	0,041	< 0,004	< 0,02
< 0,006	< 0,006	0,015	0,10	< 0,09	< 0,004	< 0,1	< 0,05	< 0,01	< 0,005
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	0,39	< 0,02	1,1	< 0,08	0,011	0,47
0,017	< 0,01	< 0,02	< 0,06	< 0,2	< 0,01	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,077
			Долине	ы рек Ген	алдон и Ф	Риагдон			
0,23	0,038	< 0,02	1,9	< 0,4	< 0,04	< 0,2	< 0,006	0,029	0,073
0,71	0,055	< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,07	3,2	< 0,05	0,071	< 0,03

Номер пробы	Название источника	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm
29/00	Мацота, нарзан	8,8	2,3	0,33	2,9	0,37	2,5	0,51	1,3	0,090
30/00	Харес, нарзан	0,69	0,31	< 0,07	0,37	0,031	0,23	0,079	0,045	< 0,03
31/00	Колтусуар (р. Танадон), нарзан	0,22	0,10	< 0,2	0,16	0,033	0,22	0,077	0,27	< 0,03
32/00	Турбаза Дзинага, скв.	0,89	0,12	< 0,07	0,34	0,041	0,37	0,091	0,10	< 0,03
1/01	Герпегеж, скв.	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
2/01	Ортозюрек, нарзан	0,91	0,20	< 0,03	0,14	0,024	0,10	0,030	0,061	< 0,01
3/01	Штуллу, нарзан в левом борту р. Кара-су	0,10	0,11	< 0,03	0,087	0,017	< 0,05	0,019	0,055	< 0,01
3a/01	Ахсу, нарзан в правом бор- ту р. Кара-су	0,99	0,13	< 0,03	0,11	0,029	0,10	0,031	0,079	< 0,01
			Долин	а р. Ардо	H					
33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг- дон	0,078	0,069	< 0,02	< 0,07	0,012	< 0,07	< 0,02	0,046	0,0094
34/00	Верхний нарзан на р. Адай- кондон	0,59	0,12	0,046	0,24	0,055	0,21	0,092	0,19	0,047
35/00	Тиб-1, скв., 150 м	0,059	< 0,04	< 0,02	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
37/00	Згиль-Чельдиевский нарзан	0,19	0,069	< 0,02	< 0,05	< 0,02	< 0,09	< 0,03	< 0,08	< 0,01
38a/00	Зарамаг-1, скв.	0,78	0,15	< 0,1	< 0,07	< 0,01	< 0,07	< 0,02	< 0,04	< 0,01
6/03	Зарамаг-1, скв.	0,019	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,01	0,014	< 0,01	0,019	< 0,01
7/03	Хасиевский нарзан, Зруг- дон	0,034	< 0,03	< 0,03	0,038	< 0,01	0,049	< 0,01	0,046	< 0,01
8/03	Чельдиевский нарзан	0,12	0,029	< 0,006	0,046	0,0092	0,051	0,011	0,036	0,0040
9/03	Карта, нарзан	0,025	0,0074	< 0,006	0,014	< 0,004	0,015	< 0,003	0,011	< 0,003
10/03	Згиль-1, нарзан	0,029	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,007	< 0,007	< 0,006	< 0,006	< 0,006
11/03	Лисри, нарзан	0,044	0,017	< 0,01	0,026	< 0,007	0,030	< 0,006	0,023	< 0,006
12/03	Камсхо, нарзан	0,66	0,16	0,048	0,22	0,036	0,22	0,049	0,151	0,021
13/03	Бубу, нарзан	0,045	0,014	< 0,006	0,020	< 0,004	0,028	0,0062	0,025	< 0,003
14/03	Калиат, нарзан	0,031	0,013	< 0,006	0,023	0,0047	0,024	0,0043	0,013	< 0,003
16/03	Тиб-1, скв., 150 м	< 0,01	< 0,03	< 0,03	< 0,02	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	0,012	0,020	0,011	0,048	0,0079	0,044	0,0091	0,025	0,0034
			Южн	я Осети	я					
18/03	Сба, нарзан	0,196	0,053	0,115	0,064	0,0102	0,063	0,014	0,042	< 0,006
19/03	Суна, нарзан	0,19	0,046	0,029	0,076	0,011	0,093	0,020	0,072	0,010
20/03	Ермани-верхний, нарзан	0,10	0,029	< 0,006	0,054	0,011	0,083	0,023	0,095	0,014
21/03	Ермани-нижний, нарзан	0,28	0,064	0,017	0,099	0,016	0,12	0,027	0,081	0,012
22/03	Ходзи, нарзан	0,43	0,094	0,050	0,156	0,027	0,18	0,046	0,136	0,019
23/03	Едисса, нарзан	0,26	0,064	0,023	0,093	0,015	0,11	0,026	0,082	0,012
24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	0,11	0,031	< 0,006	0,048	0,0081	0,058	0,015	0,044	0,0055
25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	0,59	0,15	0,055	0,22	0,040	0,25	0,052	0,16	0,021

Yb	Lu	Hf	W	Hg	T1	Pb	Bi	Th	U
0,93	0,16	< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,07	1,5	< 0,05	0,12	0,14
0,12	< 0,02	< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,07	0,64	< 0,05	0,056	< 0,03
0,35	0,034	< 0,04	0,42	< 0,09	< 0,07	1,5	< 0,05	0,091	2,8
0,18	< 0,02	< 0,04	< 0,02	< 0,09	< 0,07	6,0	< 0,05	0,080	2,1
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	< 0,03
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,13	< 0,03
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	0,30	< 0,02	0,22	0,064
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	0,80	< 0,02	0,16	0,092
Долина р. Ардон									
0,066	0,011	< 0,03	12,3	0,68	< 0,02	< 0,2	< 0,08	< 0,01	< 0,01
0,29	0,028	< 0,06	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,33	< 0,1	< 0,03	0,17
< 0,02	< 0,01	< 0,03	0,77	< 0,09	< 0,02	0,27	< 0,08	< 0,01	< 0,01
< 0,04	< 0,01	< 0,06	< 0,2	1,0	< 0,02	< 0,2	< 0,1	< 0,03	0,032
< 0,02	< 0,01	< 0,03	< 0,09	< 0,09	< 0,02	< 0,2	< 0,08	0,085	0,018
0,024	< 0,01	< 0,02	< 0,06	< 0,2	< 0,01	< 0,2	< 0,1	< 0,02	0,017
0,030	< 0,01	< 0,02	9,1	< 0,2	< 0,01	< 0,2	< 0,1	< 0,02	< 0,01
0,032	0,0053	< 0,004	0,083	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,060
0,007	< 0,003	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	< 0,003
< 0,006	< 0,006	< 0,008	< 0,03	< 0,09	0,007	0,84	< 0,05	< 0,01	0,091
0,024	< 0,006	< 0,008	< 0,03	< 0,09	< 0,004	0,19	< 0,05	< 0,01	0,042
0,128	0,020	< 0,004	0,054	< 0,04	< 0,002	0,37	< 0,02	0,0068	0,045
0,027	< 0,003	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,039
0,009	< 0,003	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	0,10	< 0,02	0,014	0,0029
< 0,01	< 0,01	< 0,02	0,56	< 0,2	< 0,01	0,95	< 0,1	< 0,02	< 0,01
0,019	0,0033	< 0,004	0,030	< 0,04	0,0045	0,090	< 0,02	< 0,006	0,0037
Южная Осетия									
0,044	< 0,006	< 0,008	< 0,03	< 0,09	< 0,004	< 0,1	< 0,05	< 0,01	0,093
0,073	0,010	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	0,17	< 0,02	< 0,006	0,39
0,11	0,019	0,0058	< 0,02	< 0,04	< 0,002	0,08	< 0,02	< 0,006	0,0034
0,081	0,011	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,074
0,130	0,020	0,013	0,023	< 0,04	< 0,002	1,1	< 0,02	0,0093	0,066
0,081	0,014	0,012	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	0,0066	0,14
0,045	0,007	0,0078	< 0,02	< 0,04	0,0067	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,12
0,14	0,021	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	1,21	< 0,02	0,0094	0,22
L									
## Приложение 5. Окончание

									1	
Номер пробы	Название источника	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm
26/03	Бритата, нарзан	0,13	0,032	< 0,006	0,059	0,010	0,070	0,016	0,050	0,0071
27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	0,50	0,12	0,038	0,19	0,034	0,22	0,051	0,16	0,023
28/03	Бритата, средний нарзан	0,084	0,023	< 0,006	0,039	0,0056	0,048	0,014	0,043	0,0052
29/03	Багиата, скв. 1	0,13	0,039	< 0,01	0,050	0,013	0,056	0,012	0,030	0,0075
30/03	Джава, скв.	< 0,005	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,007	< 0,007	< 0,006	< 0,006	< 0,006
31/03	Кесельта, нарзан	< 0,005	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,007	< 0,007	< 0,006	< 0,006	< 0,006
32/03	Кобет, нарзан	0,10	0,024	< 0,01	0,043	0,0090	0,047	0,0082	0,035	< 0,006
33/03	Кировский, нарзан	0,11	0,050	< 0,01	0,069	0,011	0,072	0,014	0,044	0,0066
34/03	Хуце, нарзан	0,12	0,024	< 0,006	0,034	0,0060	0,037	0,0074	0,026	0,0035
		С	еверо-За	падный К	авказ					
		Д	олина р.	Большая	Лаба					
29-1/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	0,12	< 0,08	< 0,03	0,10	< 0,01	0,10	0,029	< 0,05	0,01
29-2/01	Лаштракский нарзан (Кис- лые источники), Святой источник	0,46	0,14	< 0,03	0,16	0,047	0,29	0,091	0,26	0,039
30/01	Нарзан на правом берегу р. Лаштрак	0,14	< 0,08	< 0,03	0,14	< 0,01	0,10	0,022	0,10	0,017
			Долина	р. Мзымі	na				•	
33/01	Чвижепсе, скв. 6, 200 м (данные ОАО «Мацеста»)	0,18	0,18	< 0,03	0,060	< 0,01	< 0,05	0,019	< 0,05	< 0,01
34/01	Пслух, нарзан	0,56	0,27	0,058	0,26	0,056	0,34	0,088	0,19	0,02
35/01	Пслух-верхний, нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
36/01	Нарзан № 1, верховья р. Мзымта, правый берег	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
39/01	Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), нарзан	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
40/01	Чвижепсе, скв.7, 700 м	< 0,08	< 0,08	< 0,03	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01	< 0,05	< 0,01
	1	Северо-Е	восточнь	ий Кавказ	(Дагест	ан)		1		
228/02	Куанский (верхний), нарзан	< 0,07	< 0,03	< 0,03	< 0,05	< 0,02	< 0,03	< 0,01	< 0,02	< 0,01
229/02	Куанский (главный), нарзан	< 0,07	< 0,03	< 0,03	< 0,05	< 0,02	< 0,03	< 0,01	< 0,02	< 0,01
229a/02	Куанский нарзан, главный (смесь нарзанов)	< 0,07	< 0,03	< 0,03	< 0,05	< 0,02	< 0,03	< 0,01	< 0,02	< 0,01
230/02	Инхоквари, нарзан	0,073	0,036	0,033	0,065	0,014	0,069	0,0073	0,036	0,007

Yb	Lu	Hf	W	Hg	Tl	Pb	Bi	Th	U
0,048	0,0069	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,51
0,15	0,023	< 0,004	0,30	< 0,04	< 0,002	0,14	< 0,02	0,011	0,15
0,042	0,0068	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,17
0,030	0,0073	< 0,008	0,34	< 0,09	< 0,004	1,1	< 0,05	< 0,01	0,020
< 0,006	< 0,006	< 0,008	0,052	< 0,09	< 0,004	0,89	< 0,05	< 0,01	< 0,005
< 0,006	< 0,006	0,033	< 0,03	< 0,09	< 0,004	0,14	< 0,05	< 0,01	< 0,005
0,032	< 0,006	0,093	< 0,03	< 0,09	0,019	< 0,1	< 0,05	< 0,01	0,066
0,032	< 0,006	0,046	< 0,03	< 0,09	< 0,004	0,15	< 0,05	< 0,01	< 0,005
0,024	0,0034	< 0,004	< 0,02	< 0,04	< 0,002	< 0,05	< 0,02	< 0,006	0,61
			Cee	sepo-3ana	дный Кав	каз			
			До.	лина р. Б	ольшая Л	аба			
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,085
0,22	0,043	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	0,078	0,23
0,10	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,27
	I	I	, ,	Долина р.	Мзымта	!	I	I	I
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	0,34	< 0,02	< 0,07	0,032
0,26	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	1,4	< 0,02	< 0,07	< 0,03
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	< 0,03
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	< 0,03
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	0,089
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	0,084	0,29	< 0,02	< 0,07	0,070
< 0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,12	< 0,2	< 0,03	< 0,2	< 0,02	< 0,07	< 0,03
	1	•	Северо-Во	сточный	Кавказ (,	Дагестан	)	I	
< 0,02	< 0,01	< 0,6	< 0,4	< 0,7	< 0,4	< 1	< 0,1	< 0,1	0,46
< 0,02	< 0,01	< 0,6	50,4	< 0,7	< 0,4	< 1	< 0,1	< 0,1	0,092
< 0,02	< 0,01	< 0,6	75,6	< 0,7	< 0,4	< 1	< 0,1	< 0,1	0,14
0,028	< 0,005	< 0,3	3,4	< 0,3	< 0,2	< 1,2	< 0,1	< 0,05	0,036

Номер пробы	Название источника	Не	H <sub>2</sub>	$CH_4$	СО	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма
			Углекислы	е воды					
		Эльбрусс	кая вулкани	ческая обл	асть				
	1	Западн	ый сектор	Приэльбру	сья				
1/98	Уллукам, верхний нарзан	0,0064	0,0013	0,022	0,069	40,65	2,46	54,31	97,51
4/99	Уллукам, верхний нарзан	0,011	< 0,0002	0,94	0,0063	56,16	0,79	37,38	95,28
2/98	Уллукам, нижний нарзан	_	_	14,94	0,0076	51,88	1,03	30,95	98,81
5/99	Уллукам, нижний нарзан	_	_	0,22	0,018	54,01	1,64	39,91	95,79
46/99	Уллукам, правобережный нарзан	0,0055	0,0196	0,35	0,0025	70,26	0,58	25,79	96,99
6-99	Нарзан Ледниковый (р. Уллу- кам)	_	0,031	0,76	0,0076	73,20	1,4	19,31	94,68
6/99-00	Нарзан Ледниковый (р. Уллу- кам)	0,013	0,0011	1,56	0,00096	69,43	0,57	26,39	97,98
7/00	Нарзан Эльбрусский южный	0,018	0,0056	12,72	0,0003	53,37	0,37	33,96	100,44
22/01	Джилы-су, ванна №1 (Би- тиктебе), нарзан	_	0,003	0,0062	0,00056	98,51	0,042	0,25	98,81
3/98	Нарзан «питьевой» на пра- вом берегу р. Битиктебе	-	-	0,014	0,026	88,80	0,51	3,91	93,26
4/98	Нарзан в русле р. Битиктебе	-	0,026	0,009	0,015	95,21	0,27	2,42	97,93
5/98	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битик- тебе	_	_	0,0095	0,021	90,59	0,36	4,18	95,16
10/99	Нарзан на правом берегу р. Нарзан в русле р. Битик- тебе	-	-	0,011	0,0035	93,84	0,22	1,19	95,27
6/98	Джилы-су, ванна № 3 (Би- тиктебе), нарзан	-	0,0025	0,3	0,00016	95,21	0,029	1,51	97,04
7/98	Нарзан в правом борту р. Би- тиктебе	-	< 0,0003	0,028	0,0198	91,75	1,01	3,85	96,66
9/99	Джилы-су, ванна №1 (Би- тиктебе), нарзан	_	_	0,23	0,017	92,60	0,23	3,25	96,32
10/98	Битиктебе, Холодный нарзан	-	-	0,14	0,0094	61,87	1,15	34,33	97,49
9-1/99	Джилы-су, ванна №1 (Би- тиктебе), нарзан	_	0,023	0,013	0,012	91,33	0,6	2,64	94,6
9-2/99	Джилы-су, ванна №1 (Би- тиктебе), нарзан	-	0,012	0,0091	0,00022	93,81	0,04	1,08	94,95
1/00	Джилы-су, ванна №1 (Бит- иктебе), нарзан	-	0,005	0,0019	0,0017	96,11	0,008	0,73	96,85
12/99	Нарзан № 2 в правом борту р. Уллухурзук	-	0,0002	0,05	0,0022	92,67	0,22	1,46	94,4
13a/99	Нарзан в правом борту Би- тиктебе, в 50 м выше пробы 136/99	0,0013	0,0064	1,09	0,0023	91,88	0,18	3,18	96,33
136/99	Нарзан в правом борту Би- тиктебе, в 1,5 км ниже Джилы-су	_	_	0,11	0,004	95,36	0,16	0,95	96,59

## Приложение 6. Химический состав спонтанных газов минеральных вод Кавказского региона, % об.

Номер пробы	Название источника	He	$H_2$	CH <sub>4</sub>	СО	CO <sub>2</sub>	0 <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма
6/00	Нарзан № 3, р. Уллухурзук	-	0,0024	0,29	0,002	94,32	0,033	1,91	96,56
8/98	Нарзан № 4 в левом борту р. Уллухурзук	-	0,01	0,34	0,016	92,42	0,3	3,34	96,41
5/00	Учкулан, скв.	0,005	0,0041	0,15	0,0012	94,54	0,012	2,26	96,97
14/99	Чемарткол, верхний нарзан	_	< 0,0002	0,021	0,0029	71,49	4,65	19,82	95,99
	Среднее	0,009	0,010	1,272	0,01	81,158	0,699	13,343	_
		Западн	ый сектор,	дальняя ча	сть				•
7/99	Керт-Мели (Магомет-нарзан)	-	0,014	0,017	0,0016	95,54	0,01	0,77	96,34
20/01	Керт-Мели (Магомет-нарзан)	_	< 0,0002	0,013	0,0014	96,89	0,005	0,47	97,38
8/99	Махар-нарзан	-	0,0057	0,077	0,00053	96,47	0,015	0,99	97,55
21/01	Махар-нарзан, выход 2	_	< 0,0002	0,066	0,0012	97,09	0,01	0,60	97,77
23/01	Горалы-кол, (Джемагат) нарзан № 2	_	0,0024	0,059	0,00048	97,76	0,0013	0,37	98,19
24/01	Горалы-кол, Главный (Дже- магат) нарзан	_	0,00024	0,021	0,0015	96,51	0,0001	0,27	96,80
25/01	Теберда, санаторий, скв. 22Э-бис, 400 м	0,045	0,0003	0,00085	6,37E-05	97,27	0,001	2,03	99,30
26/01	Нарзан Домбай, скв. у моста	0,1	0,0008	12,42	0,00022	73,66	0,065	14,82	100,97
	Среднее	0,073	0,004	1,584	0,0009	93,899	0,013	2,540	_
		Зона Мон	оклиналей (	плато Беч	асын)				
11/98	Картжурт, нарзан на левом берегу р. Кубань	0,0013	0,0063	0,002	0,014	88,47	0,15	7,47	96,104
2/99	Индыш, нарзан	_	0,0003	0,00034	0,0039	92,33	0,16	1,29	93,78
3/99	Джаланкол, нарзан	0,001	0,0015	0,0014	0,0004	94,54	0,021	1,83	96,39
19/01	Джаланкол, нарзан	_	0,003	0,00074	0,0016	96,51	0,01	0,42	96,94
12/98	Мариинский нарзан	0,0011	0,002	0,0063	0,0048	92,67	0,14	1,24	94,06
15/98	Долина Нарзанов, нарзан в правом борту реки	-	< 0,0003	0,0022	0,014	91,50	0,17	1,93	93,61
2/00	Сентинский нарзан (сел. Нижняя Теберда)	-	0,0038	0,028	9,62E-05	97,48	0,002	0,31	97,82
3/00	Джингирик, скв.	0,008	0,0023	0,041	0,00018	95,97	0,0065	0,96	96,98
4/00	Дуутский нарзан, верховья р. Дуут	-	< 0,0003	0,0067	0,0031	95,55	0,016	1,07	96,65
12/01	Тырныауз, скв.	0,067	0,0006	2,33	0,0025	76,41	0,05	21,18	99,97
16/01	Шаушаиб, нарзан	_	0,0028	0,0079	0,00037	98,80	0,005	0,40	99,21
17/01	Аманкол, нарзан	_	0,0003	0,0083	8,72E-05	96,58	0,047	0,26	96,90
18/01	Арбакол, нарзан	0,01	< 0,0002	0,037	0,0016	96,24	0,002	1,49	97,77
15/99	Кинжал, нарзан в русле реки	-	_	0,045	0,006	68,72	1,1	24,82	94,69
16/99	Тызыл, нижний нарзан	-	0,0002	0,0008	0,003	92,84	0,13	0,85	93,82
20/00	Ингушли, нижний нарзан	_	0,0008	0,00031	0,0033	97,11	0,0125	0,67	97,8
21/00	Ингушли, верхний нарзан	_	0,033	0,038	0,0032	94,52	0,062	0,92	95,54

Номер	Название источника	He	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	СО	C0,	0,	N <sub>2</sub>	Сумма
прооы 15/00	Урочище Большой Тузлук	0.0072	0.00075	0.022	0.0024	92.28	0.082	2.82	95.21
15/00	нарзан на правом берегу р. Малка	0,0072	0,00075	0,022	0,0021	,20	0,002	2,02	,5,21
16/00	Урочище Большой Тузлук, нарзан в левобережной балке р. Малка	_	0,00077	0,019	0,000039	96,78	0,012	0,31	97,12
	Среднее	0,014	0,004	0,137	0,003	92,384	0,115	3,697	_
	1	Северн	ый сектор	Приэльбрус	сья		1	1	1
13/98	Тохана-нижний, нарзан	_	0,0027	0,03	0,0188	91,86	0,2	2,48	94,58
15/01	Тохана-нижний, нарзан	_	0,0016	0,014	0,0022	97,03	0,043	0,36	97,45
14/98	Тохана-верхний, нарзан	0,064	0,00081	0,22	0,0096	32,14	1,04	63,77	97,19
14/01	Тохана-верхний, нарзан	0,074	< 0,0001	0,13	0,001	48,82	0,78	49,10	98,83
16/98	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	-	0,0013	0,017	0,035	90,37	0,6	5,41	96,43
13/01	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	0,0057	0,011	0,0022	95,85	0,089	1,06	97,01	0,0057
12/00	Кизилкол, скв. 2 (верхняя)	0,0033	0,0047	0,2	0,00016	91,80	0,1	4,07	96,17
17/98	Малка, слабительный нарзан	_	0,0024	0,0011	0,0099	94,76	0,29	1,75	96,81
18/98	Кизилкол, скв. 1 (нижняя)	0,0023	0,002	0,019	0,016	90,65	0,48	5,45	96,61
8/00	Белый нарзан, р. Кизилкол	_		0,00093	0,0012	86,68	0,57	9,50	96,75
10/00	Джилы-су, верхняя ванна (р. Малка)	-	0,0004	0,0065	0,0048	93,97	0,033	1,23	95,24
11/00	Выход газа рядом с Мисост- нарзаном на р. Малка (ниж- няя ванна)	0,0036	0,058	0,00012	94,74	0,022	1,05	95,87	0,0036
13/00	Ирахлик-сырт, нарзан	_	0,002	0,0029	0,0006	95,10	0,019	0,90	96,02
14/00	Нарзан, р. Кизилкол левый берег	_	0,0011	7,43E-05	0,0033	95,18	0,013	0,51	95,7
17/00	Нарзан в левобережной бал- ке р. Малка	-	0,00033	0,002	0,00049	95,75	0,04	0,50	96,29
18/00	Нарзан в русле р. Малка у левого берега	_	0,0014	0,0028	_	92,66	0,042	0,54	93,24
19/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (правобережный)	-	0,0007	0,0005	0,0058	96,50	0,0041	1,16	97,72
19-1/00	Нарзан в правом притоке р. Малка (левобережный)	_	0,004	0,0063	0,0016	95,74	0,005	0,79	96,54
	Среднее	0,036	0,002	0,040	0,007	87,755	0,243	8,313	-
		Восточ	ный сектор	Приэльбру	СЬЯ				
17/99	Кыртык, нарзан	-	0,00045	0,0011	0,0042	91,93	0,17	2,06	94,16
22/00	Исламчат, нарзан	_	_	0,023	0,003	93,92	0,043	1,21	95,21
23/00	Шаукол, верхний нарзан	-	0,0091	0,0098	0,003	95,02	0,029	0,65	95,71
24/00	Шаукол, средний нарзан	_	0,002	0,0118	0,0011	94,27	0,037	0,72	95,04
18/99	Ирик-нарзан	_	0,0003	0,00038	0,003	92,74	0,24	1,05	94,03
22-99	Шхельда, нарзан	0,006	0,0004	1,11	0,0013	68,64	0,75	26,54	97,04

Номер пробы	Название источника	He	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	СО	CO <sub>2</sub>	0 <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма
19/99	Адыл-су, нижний нарзан	0,0007	0,021	1,25	0,0038	91,44	0,24	2,72	95,65
20/99	Баксанбаши (Поляна Нарза- нов), нарзан	_	0,0003	0,0016	0,0036	90,25	0,15	1,01	91,42
6/01	Баксанбаши (Поляна Нарза- нов), нарзан	_	< 0,0004	0,0018	0,0011	99,97	0,005	0,29	100,27
21/99	Нейтрино, вода Эльбрус, нар- зан	0,014	< 0,0003	0,00021	0,0039	30,80	3,83	62,89	97,53
5/01	Гара-Азау-су (р. Чегем), нар- зан	_	0,00049	0,019	0,0016	99,92	0,01	0,58	100,53
	Среднее	0,007	0,004	0,221	0,003	86,264	0,500	9,065	-
		Район Ка	вказских М	инеральны	х Вод				
1HB-99	Ессентуки, скв. Наблюдаемая	0,023	0,0003	0,032	0,0024	96,17	0,11	1,21	97,53
1HB-00	Ессентуки, скв. Наблюдаемая	0,0198	0,0003	0,022	0,00004	97,78	0,023	0,98	98,8
K1	Пятигорск, скв. 19	0,052	0,0004	0,91	0,0036	92,27	0,067	2,30	95,55
K2	Пятигорск, скв. 33	0,036	< 0,0002	0,23	0,0014	91,14	0,054	1,73	93,16
K3	Пятигорск, скв. 26	0,16	< 0,0003	0,76	0,0017	2,19	15,16	80,99	99,08
K4	Железноводск, скв. 69	0,055	0,001	0,053	0,002	91,70	0,099	4,44	96,3
K5	Ессентуки, скв. 39	0,38	< 0,0003	19,93	0,0026	71,39	0,067	8,74	100,16
K6	Ессентуки, скв. 1 КМВ-бис	0,018	0,0017	0,033	0,002	96,59	0,11	1,07	97,8
K7	Ессентуки, скв. 55	0,73	< 0,0003	0,63	0,0021	0,35	1,54	96,99	99,51
K8	Ессентуки, скв. 1-Э	0,81	< 0,0003	18,69	0,0011	33,83	3,02	48,10	103,68
К9	Железноводск, скв. 70	0,045	0,0015	0,377	0,0023	89,84	0,43	4,77	95,04
K10	Кисловодск, скв. 1-ОП	0,039	< 0,0003	0,0014	0,0034	94,49	0,037	1,64	96,18
K11	Кисловодск, Нарзан	-	_	0,0087	0,01	56,64	6,44	36,88	99,96
K12	Кисловодск, скв. 5/0	0,28	0,0016	0,014	0,00011	76,71	0,27	19,31	96,302
K13	Кисловодск, скв. 12	0,149	0,00085	0,0016	0,0033	87,78	0,18	8,24	96,21
	Среднее	0,200	0,001	2,780	0,003	71,925	1,840	21,159	_
		Казбексн	кая вулкани	ческая обл	асть	1	1		
		Долинь	і рек Генало	дон и Фиаг	дон				
25/99	Хилаг, Теплинский нарзан	_	0,03	0,075	0,0031	91,59	0,16	1,58	93,39
3/03	Хилаг, Теплинский нарзан	_	-	0,039	0,00049	96,40	0,019	0,07	96,53
26-1/99	Нижний Кармадон, скв.	0,65	< 0,0003	38,67	0,0029	8,40	0,98	58,49	106,52
40/00	Нижний Кармадон, скв. 29	0,79	0,00078	45,51	0,0013	2,99	0,37	58,97	107,84
1/03	Нижний Кармадон, скв. 30	0,506	-	36,78	0,00088	2,68	0,032	56,70	96,70
39/00	Верхний Кармадон, нарзан	0,0013	< 0,0003	0,013	0,000091	93,67	0,19	0,94	94,82
4/03	Верхний Кармадон, нарзан	0,0016	_	0,036	0,0011	93,33	0,26	2,46	96,08
	Среднее	0,390	0,015	15,140	0,002	48,783	0,401	32,213	_
	Ŀ	верховья р	рек Урух и	Іерек-Балк	арский				1
1/01	Герпегеж, скв.	-	0,0027	0,53	0,0005	0,69	1,41	96,96	2,63
3a/01	Ахсу, нарзан в правом борту р. Кара-су	0,0025	0,00074	0,0091	0,0013	69,19	0,65	29,27	99,12

Номер пробы	Название источника	He	$H_2$	CH <sub>4</sub>	СО	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма
23/99	Кубус (р. Танадон), нарзан	_	0,0008	0,27	0,0034	91,65	0,078	0,95	92,95
28/00	Лабода, нарзан	0,0074	0,001	2,04	0,00073	50,88	0,34	43,97	97,82
29/00	Мацота, нарзан	0,0044	0,0013	1,04	0,0004	45,89	0,73	49,69	97,76
30/00	Харес, нарзан	_	0,0043	0,035	0,00031	92,60	0,065	1,34	94,04
31/00	Колтусуар (р. Танадон), нар- зан	-	0,014	0,03	0,001	92,56	0,039	1,30	94,14
32/00	Турбаза «Дзинага», скв.	0,14	< 0,0003	2,08	0,000047	82,85	0,19	10,71	95,82
	Среднее	0,039	0,004	0,754	0,001	65,789	0,438	29,274	_
			Верховья р.	Ардон					
33/00	Хасиевский нарзан, р. Зруг- дон	-	-	3,58	0,00026	45,09	0,92	50,25	99,83
7/03	Хасиевский нарзан, р. Зруг- дон	0,00014	0,00077	0,26	0,00041	92,97	0,016	2,87	96,12
34/00	Верхний нарзан на р. Адай- кондон	-		0,53	0,00014	73,42	0,42	23,76	98,13
35/00	Тиб-1, скв. 150 м	-	0,0011	0,011	0,00063	94,88	0,034	0,93	95,85
16/03	Тиб-1, скв. 150 м (отбор из газоотделителя)	-	0,0028	0,065	0,0006	94,62	0,014	0,85	95,56
15/03	Тиб-1, нарзан рядом со скв.	-	_	0,025	0,00017	93,13	0,31	3,24	96,70
35-1/00	Тиб-2, скв.	-	< 0,0003	0,0024	0,00099	28,08	4,9	66,88	99,96
36/00	Згиль-1, нарзан	_	0,0009	1,46	0,000025	90,38	0,033	2,28	94,15
10/03	Згиль-1, нарзан	_	_	0,0018	0,00036	92,33	0,16	0,63	93,12
37/00	Згиль-Чельдиевский нарзан	_	0,00055	0,062	0,0018	89,78	0,13	5,60	95,58
8/03	Чельдиевский нарзан	-	-	0,05	0,0012	94,73	0,063	6,00	100,84
38/00	Зарамаг-1, скв.	0,011	0,0011	1,32	0,00015	79,87	0,16	14,63	95,97
6/03	Зарамаг-1, скв.	0,0028	-	0,58	0,00037	85,71	0,28	10,68	97,25
11/03	Лисри, нарзан	-	_	0,015	0,00065	92,41	0,011	0,56	93,00
12/03	Камсхо, нарзан	-	-	0,0027	0,00051	99,82	0,015	0,25	100,09
14/03	Калиат, нарзан	-	-	0,15	0,00024	87,91	0,019	7,25	95,33
17/03	Закка (Кесатикау), нижний нарзан	-	_	0,3	0,00096	90,19	0,72	5,22	96,44
24/99	Тамиск скв. 3, 750 м	0,072	< 0,0003	1,09	0,00019	3,43	1,18	94,84	100,54
	Среднее	0,021	0,001	0,528	0,0005	79,375	0,521	16,484	-
		Южная	Осетия (К	ельский ра	йон)	-			
20/03	Ермани-верхний, нарзан	-	_	0,035	0,00023	94,00	0,033	0,34	94,40
21/03	Ермани-нижний, нарзан	0,00022	_	0,27	0,00037	87,30	0,028	7,04	94,64
22/03	Ходзи, нарзан	-	_	0,18	0,00018	93,53	0,028	2,97	96,71
23/03	Едисса, нарзан	_		0,026	0,00027	95,09	0,026	1,06	96,20
24/03	Згубир, верхний нарзан № 2	_	_	0,017	0,00035	90,01	0,045	5,28	95,36
24/03	Згубир (повтор)	_	_	0,018	0,00037	89,74	0,059	5,58	95,39
25/03	Згубир, верхний нарзан № 1	-	_	0,013	0,00024	95,00	0,027	0,46	95,50

Номер	Нарраниа натачника	Ца	п	СЦ	CO	<u> </u>	0	N	Current
пробы	пазвание источника	пе	п2		0	002	02	<sup>1</sup> <b>N</b> <sub>2</sub>	Сумма
26/03	Бритата, нарзан	0,00033	-	0,095	0,00025	85,59	0,014	9,54	95,24
27/03	Бритата, верхний нарзан (правобережный)	-	-	0,096	0,00013	92,74	0,037	2,77	95,63
28/03	Бритата, средний нарзан	-	_	0,052	0,00022	94,15	0,11	1,46	95,78
29/03	Багиата, скв. 1	0,00015	-	0,4	0,00024	91,91	0,02	2,70	95,03
30/03	Джава, скв.	0,046	-	0,25	0,00014	8,45	0,007	88,75	97,50
31/03	Кесельта, нарзан	-	-	0,012	0,00021	95,21	0,16	0,41	95,79
33/03	Кировский, нарзан	0,00094	0,0007	0,85	5,46E-05	66,48	0,004	30,51	97,86
34/03	Хуце, нарзан	0,0082	0,0009	1,029	8,15E-05	79,18	0,01	16,16	96,39
	Среднее	0,009	0,001	0,223	0,0002	83,892	0,041	11,669	_
		Северо-За	<b>падный и</b> З	Вападный К	Кавказ		-		
29/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники)	-	0,0059	0,002	0,00051	97,75	0,001	0,45	98,20
29-2/01	Лаштракский нарзан (Кислые источники), Святой источники ник	-	0,00035	0,0012	0,00029	96,37	0,001	0,50	96,87
30/01	Нарзан на правом берегу р. Лаштрак	-	0,0008	0,0058	0,0003	97,72	0,001	1,15	98,88
33/01	Чвижепсе, скв. 6, 200 м	0,0015	0,058	0,026	0,00072	91,89	0,04	5,89	97,85
34/01	Пслух, нарзан	-	< 0,0003	0,014	0,00066	97,29	0,006	0,59	97,90
35/01	Пслух-верхний, нарзан	-	< 0,0003	0,073	0,00048	89,05	0,12	8,24	97,48
38/01	Нарзан № 2, верховья р. Мзымта, правый берег	-	< 0,00019	0,0025	0,0013	97,68	0,005	0,48	98,17
39/01	Ольгин-водопой (ист. Ачипсе), нарзан	-	0,0033	0,1	0,00018	99,12	0,005	0,60	99,83
40/01	Чвижепсе, скв. 7, 700 м	0,0061	0,00055	0,22	0,00065	89,92	0,025	8,61	98,78
	Среднее	0,004	0,011	0,049	0,0006	95,199	0,023	2,946	_
	Арте	ефакты (г	азирующие	пресные и	сточники)				
26/00	«Странный нарзан», ист. в конечной морене ледника Терскол	_	_	0,0008	0,006	1,56	19,59	77,89	99,19
5/03	Метаграбин, пресный род- ник	-	-	6,26E-05	0,0027	1,20	1,2	78,50	97,54
	Азотно-мета	новые вод	ы и метано	вые воды і	рязевых ву	улканов			
			Предкавн	сазье					
28/01	Преградная, скв.	0,85	0,00064	43,54	0,00057	4,04	0,13	53,95	101,66
31-1/01	Лабинск, скв. 1Л бис, 2280 м	0,2	0,0003	41,94	0,00028	40,83	0,23	15,31	98,31
31/01	Лабинск, скв. 2Л, 427 м	0,016	0,0007	0,047	0,00034	0,24	1,54	100,60	102,43
32/01	Южная окраина г. Майкопа, скв. 4-РЭ, 650 м	0,029	< 0,0003	76,64	0,00076	0,52	0,33	23,26	100,75
			Район г.	Сочи					
41/01	Пос. Лазоревское, скв. Г-84Э, 550 м	0,108	< 0,0003	95,22	0,0007	0,83	0,001	4,75	100,80

Номер пробы	Название источника	Не	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	СО	CO <sub>2</sub>	0 <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма
42/01	Пос. Волконка, скв. 11Э, 250 м	0,115	< 0,0003	92,57	0,00047	0,27	0,05	7,22	100,11
43a/01	Кудепста, скв. 3Э, 700 м	0,0059	< 0,0003	20,56	0,0023	1,09	15,96	63,93	101,54
43/01	Кудепста, скв. 14Э, 700 м	0,052	0,0024	94,3	0,00018	0,78	0,034	5,82	100,93
44/01	Пластунка, скв. 48Э, 550 м	0,0038	< 0,0003	94,82	0,00055	0,27	0,05	5,79	100,93
45/01	Пос. Сергей-поле, скв. 2рм, 1200 м	0,0033	< 0,0003	97,3	0,00097	2,52	0,0018	0,95	100,77
46/01	Мацеста, скв. 6т	-	-	58,09	0,00048	16,59	0,29	18,28	93,25
	Грз	язевые вул	каны Тама	нского пол	уострова				•
47/01	Семигорский	0,028	0,0025	92,42	2,11E-05	6,89	0,001	0,85	100,16
48/01	Гладковский	0,141	< 0,0002	97,23	-	1,26	0,004	2,97	101,46
49/01	Шуто	0,0032	0,047	94,2	-	5,45	0,001	0,48	100,13
50/01	Восток	0,036	< 0,0002	91,4	-	8,18	0,001	0,74	100,32
51/01	Бугазский	0,0057	< 0,0002	94,03	-	5,46	0,001	0,67	100,16
52/01	Поливадина	0,0015	0,0003	88,14	-	11,96	0,001	0,52	100,62
53/01	Карабетова гора	0,0017	< 0,0002	82,1	5,08E-05	17,74	0,001	0,53	100,37
54/01	Шапурский	0,0009	< 0,0002	96,13	1,56E-05	4,24	0,001	0,49	100,86
55/01	Южно-Нефтяной	0,00071	0,0017	83,73	_	5,50	0,001	0,56	89,79
56/01	Центральные Цимбалы	0,0068	0,0002	95,92	6,98E-05	1,60	0,15	2,84	100,51
57/01	Кучугурский	0,0024	0,045	87,99	1,53E-05	7,43	0,014	4,93	100,36
58/01	Чушка	0,0054	< 0,0002	96,45	1,65E-05	3,07	0,001	0,73	100,25
59/01	Фонталовский, Козловая балка	_	0,0038	96,21	-	4,95	0,001	0,47	101,63
60/01	Синяя Балка	0,0035	0,0009	98,61	_	2,38	0,001	0,58	101,57
61/01	Сопка	0,0081	0,091	92,45	0,00024	7,38	0,001	0,96	100,79
62/01	Миска	0,0018	0,00027	99,26	-	1,94	0,001	0,62	101,82
63/01	Гнилая	0,0062	0,00016	99,57	-	0,87	0,001	0,79	101,23
		Bocmo	чный Кавка	із (Дагест	ан)				
204/02	Эльдама, скв.	0,043	-	85,056	0,0031	9,39	-	2,68	97,17
205/02	Монас, скв. в санатории «Каспий», 1500 м	0,083	_	60,7	0,00017	5,14	-	32,18	98,1
206/02	Берикей, выходы воды в районе скв. 20 (Нобеля)	0,007	-	11,85	0,00076	70,9	-	1,58	84,34
209/02	Гильяр, ист.	0,11	_	80,24	0,0029	8,4	_	8,83	97,58
212/02	Джани, ист., сел. Ахты	0,53	-	66,24	0,0037	1,62	0,107	29,73	98,23
216/02	Кхем, скв. (Газовая балка)	0,21	_	65,29	0,0034	17,016	-	14,79	97,31
217/02	Чах-Чах, ист. в левом при- токе р. Самур	0,085	-	77,037	0,00019	6,6	-	14,34	98,062
218/02	Русский Хутор, скв. 90, 3450 м	0,031	0,0027	41,47	0,0025	10,93	-	2,85	55,29
219/02	Русский Хутор, скв. 101, 2700 м	0,03	-	54,2	_	9,72	-	2,71	66,67

-	1		1						
Номер пробы	Название источника	He	H <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	СО	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	Сумма
220/02	Таловская, скв. 11, 4500 м	0,021	0,0048	55,86	0,00023	10,503	_	3,2	69,58
221/02	Кумухская, скв. 11, 4800 м	0,026	0,005	54,44	0,0004	12,89	_	3,49	70,85
222/02	Кордоновка, скв. 41, 1018–1032 м	-	-	93,93	0,0019	0,88	-	2,088	96,898
223/02	Исти-Су, Миатлинский ист.	0,0065	-	5,035	0,0027	3,5	0,23	91,11	99,88
224/02	Кит-Кит (Цущар), ист.	0,039	0,0017	84,32	-	1,045	_	6,84	92,25
225/02	Бешта, содовый ист.	0,76	_	68,9	0,0026	4,12	_	24,46	98,24
231/02	Талги, разведочная газовая скв.	0,014	0,0012	89,22	-	5,11	-	1,53	95,87
232/02	Димитровская (г. Каспийск), скв. 4, 3450 м	0,007	0,16	88,41	0,0017	4,48	_	1,12	94,18
233/02	Димитровская (г. Каспийск), скв. 25, 4177 м	0,0075	-	89,32	-	4,45	-	1,078	94,86
234/02	Канал Аджи, ист.	_	_	39,13	-	51,51	_	1,06	91,69
235/02	Мыс Башлы, ист.	0,029	-	48,32	0,0013	39,72	_	5,87	93,15

## Приложение 6. Окончание

Номер				L:/No	Dh/Sr	Do /Sr	T: /Ea	Sm /Eu	V/Ho	Vh/Ha
на рис. 7.2	группы	пробы	і рязевые вулканы	LI/INa	K0/ 51	Da/ 51	11/10	SIII/ Lu	1/110	10/110
			Восточн	ая Грузия						
32	-	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	0,00662	0,63	1,89	0,09	3,15	30,2	3,80
33	_	2/97	Пховели	0,00403	0,30	2,24	0,11	3,36	25,3	3,20
34	-	3/97	Восточная Кила-Купра	0,00287	0,42	1,77	0,10	3,33	27,2	3,26
35	-	7/97	Восточная Байда	0,00296	0,33	1,56	0,12	3,25	23,7	3,36
			Таманский полу	уостров (1	Россия)					
1	Ι	9/94	Семигорский	0,00408	0,21	3,39	0,30	3,38	22,4	3,17
3	Ι	11/94	Гладковский	0,04427	0,82	1,98	0,20	4,66	21,8	3,66
4	Ι	13/94	Шуто	0,0076	0,25	3,21	0,35	3,54	22,8	3,62
23	II	7/94	Черноморское пекло	0,00091	0,23	1,09	0,21	4,78	24,1	2,65
8	II	25/94	Карабетовский (цент- ральная сальза)	0,00043	0,16	0,98	0,35	4,73	-	3,22
8	II	8/94	Карабетова гора, серный ист.	0,07529	0,25	1,15	0,15	4,20	18,1	2,67
6	II	4/94	Бугазский	0,00271	0,36	1,37	0,24	4,21	13,5	1,67
7	II	5/94	Поливадина	0,00187	0,37	2,05	0,20	4,16	14,3	1,80
9	II	17/94	Шапурский	0,00266	0,33	3,41	0,25	3,62	26,2	3,88
10	III	19/94	Южно-Нефтяной, ист.	0,00256	0,33	1,83	0,17	4,53	28,9	4,09
12	III	18/94	Южно-Нефтяной	0,00475	0,15	2,17	0,21	3,65	Ι	-
13	III	16/94	Ахтанизовский	0,00523	0,46	2,73	0,27	4,50	24,2	3,55
14a	III	21/94	Западные Цимбалы	0,00155	0,39	1,76	0,39	4,59	25,3	3,55
146	III	22/94	Восточные Цимбалы	0,00445	0,26	1,71	0,24	4,68	25,8	3,85
17	III	24/94	Фонталовский, ист.	0,00092	0,06	1,38	0,08	3,87	-	3,70
15	IV	1/94	Кучугурский	0,00992	0,69	2,72	0,35	3,35	18,8	2,26
21	IV	3/94	Гнилая	0,00288	0,53	2,66	0,26	4,22	22,6	2,60
18	IV	14/94	Синяя Балка	0,00205	0,34	1,58	0,22	4,90	28,3	3,56
20	IV	15/94	Миска	0,00679	0,42	2,41	0,27	3,60	-	4,47
22	IV	2/94	Голубицкий (морской)	0,01389	0,56	2,05	0,24	3,99	18,7	2,62
	$C_{I}$	реднее по:	Грузии	0,00412	0,42	1,86	0,11	3,27	26,57	3,40
			Тамани:	0,00974	0,36	2,08	0,25	4,16	22,24	3,19
			Среднее: по группе I	0,01865	0,43	2,86	0,28	3,86	22,30	3,48
			по группе II	0,01398	0,28	1,68	0,23	4,28	19,23	2,65
			по группе III	0,00324	0,27	1,93	0,22	4,30	26,07	3,75
			по группе IV	0,00711	0,51	2,28	0,27	4,01	22,11	3,10

Приложение 7. Химический состав глинистых фракций (< 0,001 мм) из грязевых вулканов Тамани и Грузии, мкг/г

Tb/Ho	Er/Ho	Li	Be	B*	Na	Mg	Al	К	Ca	Sc	Ti	Cr	Mn
						Восточн	ая Грузия	ı	I			1	
0,91	3,06	132	5,0	323	19947	17274	136581	46589	18816	20,6	4031	135	648,8
0,85	2,71	82	3,0	248	20454	17099	115156	27555	34716	16,5	3713	113	462,5
0,83	2,68	67	3,1	144	23293	19031	120838	35888	33611	17,4	3846	101	527,1
0,85	2,78	92	2,5	256	31039	20071	126187	27012	25128	17,0	4386	100	525,4
					Таманс	кий полу	остров (	Россия)					
0,66	2,28	102	2,8	539	25003	10428	32411	9354	18485	11,4	3597	< 100	182
0,71	2,76	168	4,8	280	3797	13284	68485	19596	5641	20,0	4838	221	219
0,73	2,77	262	3,1	422	34533	8666	43006	12649	7873	12,2	3834	< 100	100
0,69	2,75	93	1,3	-	101362	10304	17000	6554	16724	10,3	2224	< 100	384
0,90	2,91	56	0,4	143	129487	3322	9561	3027	5228	3,7	1382	< 100	201
0,62	2,20	87	2,1	_	1162	18044	46650	12008	10330	12,7	3677	144,7	370
0,40	1,48	138	2,6	_	50767	10983	40295	10843	5703	20,1	5101	155	419
0,45	1,62	85	2,1	317	45605	11359	31665	7720	17451	15,4	3160	< 100	799
0,91	3,17	107	2,2	367	40363	13076	37795	9362	6793	20,3	5393	< 100	627
1,12	3,54	169	1,5	-	66139	13466	31897	9143	11359	14,7	3257	< 100	495
_	-	110	2,5	_	23101	15903	49217	10427	5159	16,8	5465	157	588
1,05	3,12	112	2,6	868	21411	12852	36224	10036	14340	18,1	4843	< 100	342
1,02	2,98	71	1,8	-	45869	12473	35828	9441	14715	16,1	5660	< 100	287
1,00	3,79	94	2,3	_	21246	14966	44615	9852	14216	18,3	5390	153,5	783
1,12	3,13	84	0,9	_	91959	20275	23891	7192	14722	8,4	1755	< 100	806
0,51	1,80	110	3,6	339	11061	14037	53783	8848	7084	26,2	6695	203	240
0,72	2,34	108	3,5	329	37511	13896	47337	9710	11065	25,3	6392	188	568
1,09	3,11	107	2,7	_	52183	11588	35868	8710	12003	18,8	3786	< 100	340
0,78	3,58	100	3,1	_	14674	14141	50732	10350	6519	22,8	6244	156	335
0,59	2,17	89	3,0	322	6432	18226	57810	10519	15640	20,8	5545	199	262
0,86	2,81	93	3,4	243	23683	18369	124690	34261	28068	18	3994	112	541
0,79	2,71	113	2,4	393	41183	13065	39704	9767	11053	17	4412	175	417
0,70	2,60	177	3,6	414	21111	10793	47967	13866	10667	15	4090	221	167
0,66	2,36	94	1,8	276	61458	11181	30495	8252	10371	14	3489	150	467
1,06	3,31	107	1,9	868	44954	14989	36945	9348	12419	15	4395	155	550
0,74	2,60	103	3,2	330	24372	14378	49106	9627	10462	23	5733	187	349

	Номер		Грязевые вулканы	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb
на рис. 7.2	группы	пробы								
			Восточн	ая Грузия	[			1		
32	-	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	42484	25	59	91	157	28,7	259
33	-	2/97	Пховели	32844	16	44	72	124	20,0	138
34	-	3/97	Восточная Кила-Купра	37145	21	45	87	131	20,4	201
35	-	7/97	Восточная Байда	35773	21	53	78	100	19,9	104
			Таманский полуостров (Россия)							
1	Ι	9/94	Семигорский	12122	9	35	62	56	19,7	62
3	Ι	11/94	Гладковский	24253	17	65	25	87	32,4	211
4	Ι	13/94	Шуго	11107	10	42	37	82	24,6	76
23	II	7/94	Черноморское пекло	10533	12	32	49	78	9,5	43
8	II	25/94	Карабетовский (цент- ральная сальза)	3944	3	16	20	< DL	3,6	17
8	II	8/94	Карабетова гора, серный ист.	24969	12	47	28	109	16,8	74
6	II	4/94	Бугазский	21230	17	44	33	173	20,6	72
7	II	5/94	Поливадина	15641	13	42	36	100	15,4	69
9	II	17/94	Шапурский	21863	19	53	47	123	20,4	58
10	III	19/94	Южно-Нефтяной, ист.	19134	12	40	31	79	12,4	62
12	III	18/94	Южно-Нефтяной	26387	18	54	59	90	20,0	28
13	III	16/94	Ахтанизовский	18091	18	60	30	114	20,2	55
14a	III	21/94	Западные Цимбалы	14539	12	48	49	121	15,6	77
14б	III	22/94	Восточные Цимбалы	22705	18	54	39	93	20,0	54
17	III	24/94	Фонталовский, ист.	23205	14	38	45	88	7,6	39
15	IV	1/94	Кучугурский	19270	19	53	33	131	27,8	93
21	IV	3/94	Гнилая	24922	25	64	47	159	24,0	84
18	IV	14/94	Синяя Балка	16923	14	43	28	91	16,1	71
20	IV	15/94	Миска	23541	18	51	50	130	24,5	59
22	IV	2/94	Голубицкий (морской)	23020	13	63	33	142	25,0	87
	$C_{I}$	реднее по:	Грузии	37061	21	50	82	128	22	175
			Тамани:	18870	15	47	39	108	19	70
			Среднее: по группе I	15827	12	47	41	75	26	116
			по группе II	16363	13	39	35	117	14	56
-		по группе III	20677	15	49	42	98	16	53	
			по группе IV	21535	18	55	38	131	23	79

Sr	Y	Zr	Nb	Мо	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
	1	<u> </u>				Восточн	ая Грузия	7	I				
407	25,5	216	24,1	1,8	6,2	2,4	18,1	768	40,0	76	9,1	32	5,0
462	23,2	186	21,4	3,6	12,0	1,8	7,8	1033	31,9	59	7,5	28	5,1
482	26,4	192	22,2	4,3	9,0	1,5	9,9	851	37,9	70	7,9	29	5,0
319	17,0	197	19,6	5,8	< 2,3	1,2	6,3	497	22,3	37	5,0	19	3,6
Таманский полуостров (Россия)													
301	11,9	120	12,0	< 0,4	26,3	0,3	10,6	1021	13,1	26	4,3	15	2,6
256	18,8	219	18,4	< 0,4	< 5,1	0,8	85,9	508	43,2	89	10,6	34	5,2
302	12,2	149	15,3	< 0,4	< 5,1	0,4	14,0	968	15,1	22	3,5	13	2,5
190	13,5	77	6,1	6,7	< 5,1	0,5	4,7	207	15,5	34	4,4	17	3,2
106	< 5,2	48	3,5	2,7	< 5,1	0,5	1,6	104	11,7	21	3,0	11	1,9
300	13,5	139	12,4	3,5	< 5,1	0,3	7,4	345	25,8	46	5,8	20	3,6
199	24,0	154	13,1	11,6	< 5,1	0,9	9,3	274	28,0	55	7,2	26	4,9
188	15,4	109	9,6	9,2	36,8	1,1	7,3	387	20,1	44	5,5	19	3,3
177	17,3	164	13,9	3,7	< 5,1	0,7	8,3	603	22,2	30	5,5	21	3,5
189	14,3	114	9,2	5,0	< 5,1	0,6	5,8	345	25,0	48	6,0	22	3,8
194	< 5,2	163	14,2	3,5	< 5,1	0,4	5,9	422	3,9	11	1,1	5	0,9
119	13,2	155	13,9	6,3	11,6	0,8	9,0	326	16,3	28	5,8	21	4,0
198	20,3	199	14,5	9,4	< 5,1	0,8	7,9	349	39,8	78	10,1	37	5,5
206	14,3	164	11,8	3,3	< 5,1	0,3	8,5	352	14,7	28	5,1	20	3,8
663	< 5,2	69	4,9	7,4	< 5,1	0,3	3,7	912	17,1	33	4,3	16	2,7
135	21,9	196	18,0	4,4	< 5,1	0,7	11,7	367	25,6	56	6,7	23	4,1
159	27,3	182	16,8	13,0	< 5,1	1,2	9,9	424	32,4	64	8,7	31	6,0
210	16,2	135	11,3	1,4	< 5,1	0,6	7,4	330	24,5	47	6,2	23	4,4
142	< 5,2	186	15,1	3,7	< 5,1	0,7	9,5	342	7,1	18	2,6	9	1,9
155	19,7	188	27,8	3,6	< 5,1	0,7	10,7	317	34,2	61	7,7	27	4,5
417	23	198	22	3,9	9,06	1,7	10,5	787	33	60	7,38	27	4,7
219	17	147	13	5,8	24,92	0,6	12,0	445	22	42	5,70	20	3,6
286	14	163	15	_	26,34	0,5	36,8	832	24	46	6,14	21	3,4
193	17	115	10	6,2	36,84	0,7	6,4	320	21	38	5,25	19	3,4
261	16	144	11	5,8	11,57	0,5	6,8	451	19	38	5,39	20	3,4
160	21	177	18	5,2	_	0,8	9,9	356	25	49	6,36	23	4,2

## Приложение 7. Окончание

	Номер			En	Cd	Th	Du	Ца	E.	Tm
на рис. 7.2	группы	пробы	і рязевые вулканы	Eu	Gu	10	Dy	по	EI	1 111
			Восточн	ая Грузия						
32	-	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	1,6	6,2	0,8	4,2	0,8	2,6	0,5
33	_	2/97	Пховели	1,5	5,9	0,8	4,3	0,9	2,5	0,4
34	_	3/97	Восточная Кила-Купра	1,5	5,7	0,8	4,3	1,0	2,6	0,5
35	_	7/97	Восточная Байда	1,1	4,0	0,6	3,4	0,7	2,0	0,3
			Таманский полу	остров (1	Россия)					
1	Ι	9/94	Семигорский	0,8	2,5	0,3	1,9	0,5	1,2	0,2
3	Ι	11/94	Гладковский	1,1	4,3	0,6	3,4	0,9	2,4	0,4
4	Ι	13/94	Шуго	0,7	2,7	0,4	2,2	0,5	1,5	0,2
23	II	7/94	Черноморское пекло	0,7	3,0	0,4	2,3	0,6	1,5	0,2
8	II	25/94	Карабетовский (цент- ральная сальза)	0,4	1,9	0,3	1,3	0,3	0,9	0,1
8	II	8/94	Карабетова гора, серный ист.	0,8	3,4	0,5	2,7	0,7	1,6	0,3
6	II	4/94	Бугазский	1,2	4,9	0,7	4,1	1,8	2,6	0,4
7	II	5/94	Поливадина	0,8	3,3	0,5	2,6	1,1	1,7	0,3
9	II	17/94	Шапурский	1,0	4,1	0,6	3,4	0,7	2,1	0,4
10	III	19/94	Южно-Нефтяной, ист.	0,8	3,9	0,6	2,9	0,5	1,7	0,3
12	III	18/94	Южно-Нефтяной	0,3	1,2	0,2	1,2	< 0,2	0,9	0,1
13	III	16/94	Ахтанизовский	0,9	3,9	0,6	2,9	0,5	1,7	0,3
14a	III	21/94	Западные Цимбалы	1,2	5,4	0,8	4,2	0,8	2,4	0,4
146	III	22/94	Восточные Цимбалы	0,8	3,3	0,6	3,1	0,6	2,1	0,3
17	III	24/94	Фонталовский, ист.	0,7	2,5	0,4	1,9	0,3	1,0	0,2
15	IV	1/94	Кучугурский	1,2	4,2	0,6	3,4	1,2	2,1	0,4
21	IV	3/94	Гнилая	1,4	6,1	0,9	4,9	1,2	2,8	0,4
18	IV	14/94	Синяя Балка	0,9	4,1	0,6	2,9	0,6	1,8	0,3
20	IV	15/94	Миска	0,5	2,1	0,3	2,0	0,4	1,6	0,3
22	IV	2/94	Голубицкий (морской)	1,1	4,9	0,6	3,8	1,1	2,3	0,4
	$C_{I}$	реднее по:	Грузии	1,4	5,4	0,7	4,1	0,9	2,4	0,4
			Тамани:	0,9	3,6	0,5	2,9	0,7	1,8	0,3
			Среднее: по группе I	0,9	3,2	0,5	2,5	0,6	1,7	0,3
			по группе II	0,8	3,5	0,5	2,7	0,9	1,8	0,3
		по группе III	0,8	3,4	0,5	2,7	0,5	1,6	0,3	
			по группе IV	1,0	4,3	0,6	3,4	0,9	2,1	0,4

\* Определено в общей массе образца (без отмучивания). Примечание. Концентрации Ge, Ag, Cd, Re — ниже чувствительности метода определения (5,2, 1,6, 1,8 и 0,04, соответственно).

Yb	Lu	Hf	Та	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
	1			Восточн	ая Грузи	я	1	1	
3,2	0,5	5,7	2,8	4,3	1,0	34,0	1,0	17,9	2,7
2,9	0,4	5,9	2,4	2,9	0,7	18,1	0,5	13,7	4,1
3,2	0,5	6,0	2,3	2,6	0,8	26,1	0,8	15,3	3,8
2,4	0,4	5,8	< 1,2	1,7	0,5	13,3	0,3	8,5	3,5
		1	Таманс	кий полу	остров (	Россия)			
1,7	0,3	4,0	< 1,9	1,0	0,5	< 15,1	0,4	4,6	1,3
3,2	0,5	7,7	< 1,9	4,9	1,2	22,0	0,7	11,0	3,7
1,9	0,3	5,4	< 1,9	1,1	0,6	< 15,1	0,4	5,1	1,1
1,5	0,2	3,0	< 1,9	0,9	0,3	20,7	0,4	4,4	2,9
1,0	0,2	< 1,4	< 1,9	< 0,6	0,1	< 15,1	< 0,2	3,0	1,3
2,0	0,3	4,7	4,6	1,5	0,4	< 15,1	0,5	5,2	2,1
3,0	0,4	5,9	< 1,9	10,6	0,5	< 15,1	0,5	7,1	2,2
1,9	0,3	6,9	< 1,9	1,7	0,4	< 15,1	0,5	5,7	3,8
2,6	0,4	5,6	< 1,9	1,5	0,7	21,3	0,5	5,5	1,5
2,0	0,3	3,9	< 1,9	1,0	0,5	29,3	0,7	7,7	1,8
1,2	0,2	5,3	6,0	1,2	0,4	< 15,1	0,5	2,2	0,9
1,9	0,3	4,9	< 1,9	1,2	0,6	< 15,1	0,9	5,5	1,7
2,8	0,4	5,3	< 1,9	1,4	0,5	26,7	1,3	10,1	3,9
2,1	0,3	5,0	< 1,9	1,1	0,4	< 15,1	0,7	5,4	1,6
1,2	0,2	< 1,4	< 1,9	< 0,6	0,4	29,1	0,7	4,6	2,1
2,6	0,5	7,3	5,0	1,9	0,5	< 15,1	0,6	7,6	3,8
3,1	0,5	7,2	< 1,9	6,9	0,5	< 15,1	0,8	9,4	3,5
2,0	0,3	4,9	< 1,9	2,2	0,5	21,6	0,9	7,4	1,6
2,0	0,3	5,9	< 1,9	4,2	0,6	< 15,1	0,6	3,3	2,7
2,8	0,4	6,9	14,0	1,8	0,5	< 15,1	0,9	8,3	2,8
2,9	0,4	5,8	2,5	2,9	0,8	22,8	0,7	13,9	3,5
2,1	0,3	5,6	7,4	2,6	0,5	24,4	0,7	6,2	2,3
2,3	0,4	5,7	_	2,3	0,8	22,0	0,5	6,9	2,0
2,0	0,3	5,2	4,6	3,3	0,4	21,0	0,5	5,2	2,3
1,9	0,3	4,9	6,0	1,2	0,5	28,4	0,8	5,9	2,0
2,5	0,4	6,4	9,5	3,4	0,5	21,6	0,8	7,2	2,9

Номер				T	Do	D	No	Ma	A 1	C:
на рис. 7.2	группы	пробы	і рязевые вулканы	LI	ве	Б	INa	Mg	AI	51
			Bocmo	чная Груз	зия					
32	_	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	4651	< 3	114742	6069280	89479	406	-
33a	_	1/97	Пховели, ист. Мжаве	45,0	< 0,3	478	2360073	151042	< 40	_
33	_	2/97	Пховели	3251	< 0,3	38627	12479490	255558	< 40	-
34	-	3/97	Восточная Кила-Купра	1170	< 0,9	19854	9972653	296055	1582	_
35	_	7/97	Восточная Байда	452	< 7	61813	5233364	30097	< 40	-
			Таманский по	луострое	з (Россия	ı)				
1	Ι	47/01	Семигорский	808	< 0,1	309014	2798000	23510	272	4357
3	Ι	48/01	Гладковский	8563	< 0,3	221606	5468000	78708	175	3575
4	Ι	49/01	Шуто	7744	< 1	483919	6188000	64604	166	16547
5	Ι	50/01	Восток	508	< 0,1	170521	3485600	62001	234	8516
6	II	51/01	Бугазский	1209	< 0,1	343100	3894000	76849	273	15009
7	II	52/01	Поливадина	644	< 0,1	79982	3525600	62520	212	14674
8	II	53/01	Карабетова гора	852	< 0,1	283427	3607200	20730	275	6843
9	II	54/01	Шапурский	573	< 0,3	90360	5420000	33675	335	7466
10	III	55/01	Южно-Нефтяной	35,2	< 0,1	1491	39080	14260	432	12699
17	III	59/01	Фонталовский	3117	< 0,5	43176	9696000	166960	284	5171
14	III	56/01	Центральные Цимбалы	343	< 0,1	83802	4196000	25640	699	2124
15	IV	57/01	Кучугурский	658	< 0,5	160322	6900000	872800	566	4622
16	IV	58/01	Чушка	610	< 0,1	46084	3394400	30280	402	5458
18	IV	60/01	Синяя Балка	153	< 0,1	26661	1727000	3388	282	1673
19	IV	61/01	Сопка	953	< 1	274748	4924000	60036	259	9020
20	IV	62/01	Миска	217,9	< 0,1	30794	3812400	31500	177	5071
21	IV	63/01	Гнилая	49,3	< 0,5	119301	4681200	7520	30,2	1766
	Сре	еднее по:	Грузии	1914	-	47103	7222972	164446	994	_
			Тамани:	1590	-	162842	4338616	96175	298	7329
			Среднее: по группе I	4406	-	296265	4484900	57206	212	8249
			по группе II	819	_	199217	4111700	48444	274	10998
			по группе III	1165	-	42823	4643693	68953	472	6665
			по группе IV	440	_	109652	4239833	167587	286	4602

## Приложение 8. Химический состав грязевулканических вод (микрокомпоненты), мкг/л

Р	s	К	Са	Ti	v	Cr	Mn	Fe	Со	Ni	Cu	Zn	Ga
	1				Boc	точная	Грузия	1			1		
259700	10940	130987	31457	< 15	< 60	11,7	< 15	169	1,7	7,7	13,3	< 4,6	0,4
56090	2200	< 1000	1121931	< 110	< 29	6,0	404	29821	4,7	21,5	4,9	7,5	0,6
344000	3010	50020	361375	< 15	< 29	3,7	99,2	265	0,5	3,8	6,3	6,8	0,2
169000	2500	35726	418658	< 60	< 60	6,3	191	1738	2,0	9,8	13,2	8,9	1,2
437400	147500	5261	7242	< 40	< 60	20,8	33,3	280	3,3	23,0	13,0	< 4,6	0,4
	Таманский полуостров (Россия)												
< 71	1919	14649	9380	< 8	1,5	2,3	16,0	416	0,54	18,7	< 3	4,2	< 0,1
< 156	356	206055	1292626	< 2	6,4	< 4	594	126	2,3	23,0	< 0,6	24,3	< 0,2
< 156	2175	72333	39864	< 2	7,5	< 4	19,8	221	2,2	18,1	< 0,6	< 6	< 0,2
5046	1455	31968	36695	< 3	7,9	< 2	25,3	325	0,75	11,4	< 3	18,2	< 0,1
1676	5216	49904	14390	< 4	4,5	2,6	11,4	301	1,3	12,1	< 3	36,6	< 0,5
2135	2054	28586	40239	< 1	4,3	< 2	57,2	355	1,1	11,7	< 3	4,9	< 0,3
627	592	20596	33214	< 4	10,7	< 2	39,9	501	1,1	8,2	8,9	3,3	< 0,6
264	15726	25061	17424	< 2	15,7	< 4	137	377	0,8	9,7	< 0,6	23,5	< 0,2
584	20220	16055	104489	< 1	4,0	5,3	2409	5684	8,7	19,2	3,8	225	< 0,2
< 312	2603	65664	118328	< 4	3,5	< 9	65,2	197	0,9	19,1	< 12	< 12	< 0,3
7111	1290	9909	13221	< 20	6,7	2,7	56,0	732	2,2	10,2	8,3	7,9	< 0,3
< 312	2641843	21926	553973	< 4	10,9	< 9	5290	491	15,2	49,1	< 12	< 12	< 0,3
710	2562	27949	12795	< 7	13,5	< 2	3,3	214	1,3	10,5	< 3	< 3	< 0,2
466	38059	11467	3420	< 10	3,3	2,5	7	243	0,68	14,8	5,4	20,5	< 0,5
< 156	29565	22012	8955	< 2	20,2	< 4	13,1	288	11,7	53,3	26	14,0	< 0,2
969	9197	14079	18207	< 1	1,8	< 2	31,3	190	0,72	13,2	< 3	7,9	< 0,3
2062	6493	1951	1610	< 1	< 1	< 3	8,2	243	1,2	7,8	< 2	< 2	< 0,1
253238	33230	55498	388133	-	-	-	182	6455	2	13	-	-	-
1968	163607	37657	136402	-	-	-	517	641	3	18	-	-	-
5046	1476	81251	344641	-	-	-	164	272	1	18	-	-	-
1175	5897	31037	26317	-	-	-	61	383	1	10	-	-	-
3848	8038	30543	78679	-	-	-	843	2204	4	16	-	-	-
1052	454620	16564	99827	_	_	_	892	278	5	25	_	_	_

Приложение 8	. Продолжение
--------------	---------------

H	Номер			Ga	As	Br	Ph	Sr	v	7r
на рис. 7.2	группы	пробы	трязевые вулканы	UC	лъ	DI	KU	51	1	21
			Bocmo	чная Груз	ия					
32	-	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	< 6,0	< 70	-	9,6	10246	0,6	12,9
33a	_	1/97	Пховели, ист. Мжаве	< 6,0	< 70	-	5,6	49747	1,0	< 0,6
33	_	2/97	Пховели	< 6,0	< 16	-	11,8	54509	0,5	0,3
34	_	3/97	Восточная Кила-Купра	< 6,0	< 30	-	25,5	83082	8,6	1,7
35	_	7/97	Восточная Байда	< 6,0	< 30	-	7,7	4900	0,4	18,3
			Таманский по	луостров	(Россия	)				
1	Ι	47/01	Семигорский	94,7	39,6	12152	12,8	4279	< 0,2	41,6
3	Ι	48/01	Гладковский	< 3	< 2	44079	723	36870	< 0,4	< 0,6
4	Ι	49/01	Шуго	< 3	80	41759	58,9	16090	< 0,4	9,1
5	Ι	50/01	Восток	10,8	106	14517	6,0	1315	< 0,2	24,7
6	II	51/01	Бугазский	< 0,6	10,7	42449	23,9	1124	< 0,2	18,8
7	II	52/01	Поливадина	< 0,6	< 8	61386	16,2	1580	< 0,2	10,9
8	II	53/01	Карабетова гора	2,5	< 3	45095	11,6	1841	< 0,2	36,0
9	II	54/01	Шапурский	< 3	< 20	76895	5,2	1877	< 0,4	69,1
10	III	55/01	Южно-Нефтяной	< 0,6	19,6	390	4,8	372	< 0,2	0,94
17	III	59/01	Фонталовский	< 1	< 4	109494	13,9	11500	< 0,8	< 1,3
14	III	56/01	Центральные Цимбалы	< 0,6	11,3	54963	4,1	918	0,5	15,5
15	IV	57/01	Кучугурский	< 1	< 4	66215	9,1	8776	< 0,8	< 1,3
16	IV	58/01	Чушка	< 0,6	10,8	48874	9,8	1709	< 0,2	15,7
18	IV	60/01	Синяя Балка	< 0,6	56,7	29739	3,0	200	< 0,2	15,7
19	IV	61/01	Сопка	< 3	< 10	42461	8,0	696	< 0,4	41,3
20	IV	62/01	Миска	< 0,6	12,9	61447	7,7	1974	< 0,2	6,2
21	IV	63/01	Гнилая	< 0,4	107	84038	0,44	550	0,20	6,1
	Сре	днее по:	Грузии	1914	-	47103	7222972	164446	994	-
			Тамани:	1590	_	162842	4338616	96175	298	7329
			Среднее: по группе I	4406	-	296265	4484900	57206	212	8249
			по группе II	819	-	199217	4111700	48444	274	10998
		по группе III	1165	_	42823	4643693	68953	472	6665	
		по группе IV	440	_	109652	4239833	167587	286	4602	

Мо	Cd	Sn	Sb	Ι	Cs	Ва	La	Ce	Pr	Nd	W	Pb
	1		1	1	Bocr	почная Гр	узия	I	I	1	1	1
80,9	< 0,2	< 0,2	5,0	805	< 0,1	4257	< 0,1	< 0,08	< 0,02	< 0,08	2,0	0,62
6,3	< 0,2	< 0,2	2,4	918	0,26	10253	0,71	< 0,08	< 0,02	< 0,08	< 0,5	< 0,2
30,5	0,70	0,48	1,9	949	0,32	45013	5,2	< 0,08	< 0,02	< 0,2	0,66	< 0,2
15,7	< 0,2	< 0,2	2,3	1557	0,57	51903	3,6	4,4	0,6	3,5	1,3	1,6
535	0,49	0,38	3,7	1371	< 0,1	515	0,19	0,35	< 0,02	< 0.2	2,0	0,37
				Ta	іманский	полуостр	ов (Росси	я)				-
5,1	< 0,1	< 0,2	1,8	372	0,23	6538	< 0,3	< 0,04	< 0,02	< 0,08	< 0,12	< 0,2
2,4	< 0,4	< 0,5	< 0,3	< 300	578	9140	< 0,2	< 0,08	< 0,04	< 0,18	< 0,3	< 0,48
12,6	< 0,4	< 0,5	1,6	< 300	2,3	21170	< 0,4	< 0,08	< 0,04	< 0,18	< 0,3	< 0,48
43,3	< 0,1	1,6	1,5	675	< 0,08	428	< 0,3	0,13	0,031	0,23	0,540	0,68
6,3	< 0,1	< 0,2	0,95	1960	0,16	845	< 0,3	< 0,04	< 0,02	< 0,08	< 0,12	1,4
1,7	< 0,1	< 0,2	< 0,2	3105	< 0,08	865	< 0,3	< 0,04	< 0,02	< 0,08	< 0,12	0,45
1,5	< 0,1	1,1	0,53	1218	0,31	962	< 0,3	< 0,04	< 0,02	< 0,08	< 0,12	< 0,2
21,2	< 0,4	< 0,5	< 0,3	2175	< 0,2	1043	< 1	< 0,08	< 0,04	< 0,18	< 0,3	4,6
3,0	< 0,1	1,7	0,84	32,3	< 0,08	220	0,24	0,33	0,022	< 0,08	0,26	0,77
< 1,0	< 0,8	< 0,9	< 0,7	2848	< 0,3	10000	< 0,6	< 0,2	< 0,1	< 0,4	< 0,5	< 1,0
31,4	< 0,1	< 0,2	0,28	2734	< 0,08	380	0,35	0,15	0,058	0,17	0,44	0,70
57,9	< 0,8	< 0,9	< 0,7	4712	< 0,3	44,7	< 0,3	< 0,2	< 0,1	< 0,4	< 0,5	< 1,0
11,0	< 0,1	< 0,2	1,2	3463	0,13	697	0,25	0,46	< 0,02	< 0,08	0,25	< 0,2
16,6	< 0,1	< 0,2	1,5	2089	0,77	139	0,52	0,68	0,031	< 0,08	0,55	1,1
33,0	< 0,4	< 0,5	4,4	3168	< 0,2	349	< 0,3	< 0,08	< 0,04	< 0,18	< 0,3	5,5
25,4	< 0,1	< 0,2	2,1	4673	0,20	2679	< 0,3	0,14	0,019	0,18	< 0,12	12,3
284	< 0,5	3,1	< 0,1	> 2000	< 0,03	322	< 0,05	< 0,08	< 0,03	< 0,07	1,2	< 0,4
134	-	-	-	1120	0,4	22388	2	-	-	-	-	-
35	-	_	-	2373	73	3284	0,3	_	-	-	-	_
16	-	_	-	524	194	9319	-	-	-	-	-	-
8	-	_	_	2114	0,2	929	-	-	-	-	_	-
17	-	_	_	1871	_	3533	0,3	_	_	_	_	_
71	-	-	-	3621	0,4	705	0,4	-	-	-	-	-

## Приложение 8. Окончание

]	Номер			Th	II
на рис. 7.2	группы	пробы	і рязевые вулканы	111	U
		В	осточная Грузия		
32	-	9/97	Ахтала, г. Гурджаани	0,04	1,9
33a	_	1/97	Пховели, ист. Мжаве	< 0,02	< 0,1
33	-	2/97	Пховели	< 0,02	1,2
34	-	3/97	Восточная Кила-Купра	0,5	2,4
35	-	7/97	Восточная Байда	0,06	3,5
		Таманск	ий полуостров (Россия)		
1	Ι	47/01	Семигорский	< 0,07	0,98
3	Ι	48/01	Гладковский	0,21	0,24
4	Ι	49/01	Шуго	< 0,14	0,65
5	Ι	50/01	Восток	< 0,07	1,5
6	II	51/01	Бугазский	< 0,07	0,88
7	II	52/01	Поливадина	< 0,07	0,25
8	II	53/01	Карабетова гора	< 0,07	0,080
9	II	54/01	Шапурский	< 0,14	3,3
10	III	55/01	Южно-Нефтяной	< 0,07	0,31
17	III	59/01	Фонталовский	< 0,3	0,59
14	III	56/01	Центральные Цимбалы	0,083	0,47
15	IV	57/01	Кучугурский	< 0,3	173
16	IV	58/01	Чушка	< 0,07	1,1
18	IV	60/01	Синяя Балка	< 0,07	4,4
19	IV	61/01	Сопка	< 0,14	2,0
20	IV	62/01	Миска	< 0,07	1,5
21	IV	63/01	Гнилая	< 0,02	2,1
	Ср	еднее по:	Грузии	-	2
			Тамани:	_	11
			Среднее: по группе I	_	1
			по группе II	_	1
			по группе III	-	0,5
			по группе IV	_	31

# Оглавление

Предисловие	5
Часть первая	
Обшая характеристика природно-климатических условий.	
особенностей геологического и гилрогеологического строения	
Кавказского региона	
Глава 1. Фактический материал и методы исследований	. 9
1.1. Индикаторы происхождения газоводных флюидов	. 9
1.2. Методы оценки температур флюидогенерации	11
1.3. Фактический материал	13
1.4. Методы полевых исследований	21
1.5. Методы лабораторных исследований	23
Глава 2. Особенности строения Кавказского региона	27
2.1. Основные черты геологического строения Большого Кавказа	
и прилегающих осадочных бассейнов	. 27
2.2. История геологического развития	29
2.3. Мезозой-кайнозойский вулканизм	31
2.4. Новейший (коллизионный) вулканизм	32
2.5. Вещественные особенности новейших вулканитов	36
2.6. Модели формирования горных систем в обстановке континентальной коллизии	37
2.7. Происхождение вулканизма на коллизионном этапе	37
Глава 3. Природно-климатические и гидрогеологические условия региона	39
3.1. Природно-климатическая характеристика	39
3.2. Гидрогеологическое строение	40
3.3. Газовая зональность минеральных вод	41
Глава 4. Инертные газы в подземных флюидах и тектономагматическая активность	43
4.1. Взаимосвязь флюидного и тектонического режимов	43
4.2. Признаки современной мантийной активности по данным изотопии гелия	45
4.3. Тектоническая активность и изотопы аргона в газах Большого Кавказа	54
Часть вторая	

## Часть вторая Флюидные системы Большого Кавказа и его обрамления

Глава 5. Углекислые воды	. 61
5.1. Геолого-структурная приуроченность	. 61
5.2. Температура вод	. 62
5.3. Геотермические условия и глубины формирования вод	. 70
5.4. Особенности химического состава воды	. 72

5.5. Изотопный состав воды	79
5.6. Химический состав выделяющихся газов	94
5.7. Источники компонентов газовой фазы	106
5.8. Травертины как индикатор флюидного режима	119
Глава 6. Термальные азотные и азотно-метановые воды	161
6.1. Геолого-структурная приуроченность	161
6.2. Температура вод	162
6.3. Особенности химического состава воды	166
6.4. Изотопный состав воды	175
6.5. Химический состав выделяющихся газов	175
6.6. Источники компонентов газовой фазы	175
Глава 7. Холодные метановые воды грязевых вулканов	181
7.1. Область распространения	181
7.2. Геологическая позиция районов грязевого вулканизма	185
7.3. Состав твердых продуктов извержений	186
7.4. Особенности химического состава воды	193
7.5. Температурные условия флюидогенерации	199
7.6. Химический состав выделяющихся газов	201
7.7. Изотопный состав грязевулканических газов	206
7.8. Генезис углеродсодержащих газов	220
7.9. Роль температур в формировании микрокомпонентного состава воды,	
$\delta^{13}C(CO_2)$ и $\delta^{13}C(CH_4)$	222
7.10. Изотопы бора в выбросах грязевых вулканов	223
7.11. Изотопный состав грязевулканических вод	228
7.12. Модели формирования изотопного состава грязевулканических вод	234
Заключение	
Іитература	
Приложения 1-8	259

# Content

The First Part   General outline of natural environment, climatic, geological and hydrogeological features of Caucasus   Chapter 1. Materials and methods 9   1.1. Genetic marks of gas-water fluids 9   1.2. Estimation of temperatures of fluid generation 11   1.3. Experimental data 13   1.4. Field researches 21   1.5. Laboratory technique 23   Chapter 2. Geological features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39 <t< th=""><th>Foreword</th><th> 5</th></t<>	Foreword	5
Chapter 1. Materials and methods 9   1.1. Genetic marks of gas-water fluids 9   1.2. Estimation of temperatures of fluid generation 11   1.3. Experimental data 13   1.4. Field researches 21   1.5. Laboratory technique 23   Chapter 2. Geological features of Caucasus 27   2.1. The main features of Caucasus 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	The First Part General outline of natural environment, climatic, geological and hydrogeological features of Caucasus	
1.1. Genetic marks of gas-water fluids91.2. Estimation of temperatures of fluid generation111.3. Experimental data131.4. Field researches211.5. Laboratory technique23Chapter 2. Geological features of Caucasus202.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins272.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins292.3. Mz-Kz volcanism21. The recent (collisional) volcanism312.4. The recent (collisional) volcanics362.6. Models of orogens formation during intracontinental collision372.7. Origin of volcanism in situation of collision372.7. Origin of volcanism in situation of collision373.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study393.2. Hydrogeological features403.3. Gas zoning of mineral waters41	Chapter 1. Materials and methods	9
1.2. Estimation of temperatures of fluid generation 11   1.3. Experimental data 13   1.4. Field researches 21   1.5. Laboratory technique 23   Chapter 2. Geological features of Caucasus 27   2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	1.1. Genetic marks of gas-water fluids	9
1.3. Experimental data 13   1.4. Field researches 21   1.5. Laboratory technique 23   Chapter 2. Geological features of Caucasus 27   2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	1.2. Estimation of temperatures of fluid generation	11
1.4. Field researches 21   1.5. Laboratory technique 23   Chapter 2. Geological features of Caucasus 27   2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	1.3. Experimental data	13
1.5. Laboratory technique 23   Chapter 2. Geological features of Caucasus 27   2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	1.4. Field researches	21
Chapter 2. Geological features of Caucasus 27   2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	1.5. Laboratory technique	23
2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins 27   2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   3.1. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	Chapter 2. Geological features of Caucasus	27
2.2. Geological development history 29   2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   2.8. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.1. The main features of the Greater Caucasus geological structure and adjacent sedimentary basins	27
2.3. Mz-Kz volcanism 31   2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.2. Geological development history	29
2.4. The recent (collisional) volcanism 32   2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.3. Mz-Kz volcanism	31
2.5. Material specific of the recent volcanics 36   2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.4. The recent (collisional) volcanism	32
2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision 37   2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.5. Material specific of the recent volcanics	36
2.7. Origin of volcanism in situation of collision 37   Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.6. Models of orogens formation during intracontinental collision	37
Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study 39   3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	2.7. Origin of volcanism in situation of collision	. 37
3.1. Physiographic and climatic conditions 39   3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	Chapter 3. Physiographic, climatic and hydrogeological features of the region under study	39
3.2. Hydrogeological features 40   3.3. Gas zoning of mineral waters 41	3.1. Physiographic and climatic conditions	39
3.3. Gas zoning of mineral waters	3.2. Hydrogeological features	40
	3.3. Gas zoning of mineral waters	41
Chapter 4. Noble gases in subsurface fluids and tectonomagmatic activity	Chapter 4. Noble gases in subsurface fluids and tectonomagmatic activity	43
4.1. Relation of fluid and tectonic setting	4.1. Relation of fluid and tectonic setting	43
4.2. Signs of the present-day mantle activity from the helium isotope data 45	4.2. Signs of the present-day mantle activity from the helium isotope data	45
4.3. Tectonic activity and argon isotopes in gases of the Greater Caucasus	4.3. Tectonic activity and argon isotopes in gases of the Greater Caucasus	54

## The Second Part Fluid systems in the Greater Caucasus and its surroundings

Chapter 5.	CO <sub>2</sub> -rich waters	61
	5.1. Geological position	61
	5.2. Water temperatures	62
	5.3. Geothermal parameters and the depth of water formation	70
	5.4. Chemical composition of waters	72

Content
---------

	5.5. Isotopic composition of water	
	5.6. Chemical composition of gas phase	
	5.7. Sources of gas phase components	106
	5.8. Travertine sinters as indicators of fluid composition	119
Chapter 6.	N <sub>2</sub> -rich and CH <sub>4</sub> -rich thermal waters	161
	6.1. Geological position	161
	6.2. Water temperatures	162
	6.3. Chemical composition of waters	166
	6.4. Isotopic composition of water	175
	6.5. Chemical composition of gas phase	175
	6.6. Sources of gas phase components	175
Chapter 7.	CH <sub>4</sub> -rich cold waters of mud volcanoes	
	7.1. Distribution area	
	7.2. Geological position of mud volcanoes	
	7.3. Composition of mud volcano breccias	186
	7.4. Chemical composition of waters	193
	7.5. Temperatures of fluid generation	199
	7.6. Chemical composition of gas phase	201
	7.7. Isotopic composition of gases	206
	7.8. Origin of C-bearing gases	220
	7.9. Temperature influence in water enrichment of minor components, ${}^{13}C$ distribution in CO <sub>2</sub> and CH <sub>4</sub>	222
	7.10. Boron isotopes in mud volcano products	223
	7.11. Isotopic composition of H <sub>2</sub> O in mud volcanoes	
	7.12. Formation models of isotopic composition of water in mud volcanoes	234
Conclusion		245
References		
Appendix 1	-8	259

#### Научное издание

### Василий Юрьевич Лаврушин

# Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления

Редактор *И.М. Ерофеева* Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева* 

Подписано к печати 11.03.12 Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная 1,80 г/м<sup>2</sup> Гарнитура Таймс Кириллик. Печать офсетная. Уч.-изд. 47 л. Усл.-печ. 44 л. (в т.ч. 0,5 л. цв. вкл.) Тираж 400 экз.

ООО «Издательство ГЕОС» 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Тел.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91. Факс: (495) 959-35-16. e-mail: geos-books@yandex.ru; www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.