



Б. З. ЗАУТАШВИЛИ

ГЕОХИМИЯ
МИКРОЭЛЕМЕНТОВ
ГЛУБОКИХ
ПОДЗЕМНЫХ ВОД
ГРУЗИИ

Li B
Rb As Br
Cs J

• МЕЦНИЕРЕБА • 1978

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ჰიდროგეოლოგიისა და სინეინრო გეოლოგიის სექტორი
СЕКТОР ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ



ბ. ზაუტაშვილი

საქართველოს ღრმა მიწისქვეშა
წყლების მიკროელემენტების გეოქიმია

გამომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1978

Б. З. ЗАУТАШВИЛИ

550,4 + 556

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ГЛУБОКИХ
ПОДЗЕМНЫХ ВОД ГРУЗИИ

2664

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1978



Книга является первым крупным обобщением по геохимии подземных вод Кавказа. В книге на примере типичного региона, каким является Грузинская часть Кавказа, с использованием современных методов исследования изучены процессы и условия формирования химического состава глубоких подземных вод, обогащенных различными микроэлементами. В ней рассматриваются основные вопросы геохимических закономерностей распространения лития, рубидия, цезия, мышьяка, бора, йода и брома в подземных водах, их миграции, концентрирования и вытекающих отсюда возможностей прогноза гидрогеохимических свойств микроэлементов и их использования для оценки перспективности структур на редкометальные подземные промышленные воды в горноскладчатых регионах.

Книга может быть полезной для широкого круга гидрогеологов, геохимиков и геологов.

The book is the first large generalization in geochemistry of underground waters of the Caucasus. In the book by means of modern exploring methods on an example of a typical region, such the Georgian part of the Caucasus is, processes of conditions and forming of deep underground waters enriched by various microelements have been studied. Principal questions of geochemical regularity of extension of lithium, rubidium, caesium, arsenic, boron, iodine, bromine in underground waters, their migration, concentration and the ensuing possibilities of prognosis of hydrochemical properties of microelements and their use to estimate the prospects of structures on raremetal underground water in the folded mountain regions are considered in it.

The book may be useful for broad sections of hydrogeologists, geochemists and geologists.

Ответственный редактор—доктор геолого-минералогических наук С. Р. Крайнов

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия микроэлементов¹ подземных вод не имеет давней истории. Тем не менее, вопросы, разрешаемые методами гидрогеохимии, являются довольно существенными в проблеме поисков рудных месторождений и нефтяных залежей, месторождений промышленных и минеральных вод, в изучении формирования и генезиса подземных вод и в решении многих других вопросов теоретической и прикладной геологии.

Гидрогеохимия как самостоятельная область знаний сформировалась лишь недавно, ее основы заложены в трудах В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, А. П. Виноградова, Н. К. Игнатовича, А. М. Овчинникова, Г. Н. Каменского и др. В последние десятилетия в связи с расширением работ в области гидрогеохимии достигнуты значительные успехи как в Советском Союзе, так и за рубежом.

Исследования в области геохимии микроэлементов в подземных водах Грузии до последнего времени в основном имели эпизодический характер, заключающийся в изучении химического состава некоторых минеральных источников и лечебных грязей. Из работ этого периода следует отметить исследования Г. В. Струве (1868); Г. В. Абиха (1878); Р. Д. Купциса (1925); Л. К. Конюшевского (1933); А. М. Овчинникова (1948) и др.

После пятидесятих годов, в связи с расширением разведочных и научно-исследовательских работ на минеральные и частично на промышленные подземные воды, был опубликован ряд исследований: И. М. Буачидзе (1958); С. С. Чихелидзе (1961); М. И. Врублевского (1962); Д. И. Эристави, Г. Г. Джинчарадзе (1965); Д. В. Качарава, М. В. Мзареулишвили (1967); В. Г. Джалиашвили, Ф. С. Мелива, Т. Е. Чичуа (1967); Н. В. Церцвадзе (1970); С. Р. Крайнова (1973)

¹ Микроэлементы, встречающиеся в малых количествах, химические элементы (ионы) и не обуславливающие тип вод, но сильно влияющие на специфику состава вод. По О. А. Алекину, микроэлементы природных вод в сумме составляют менее 0,01% от суммы всех растворенных веществ.

и др. Кроме того, изучением промышленных вод занимались: В. Г. Вашадзе, Ш. Р. Чубинидзе, Р. С. Моставлянская, С. Н. Кандауров, Г. В. Наниташвили, Г. И. Кавтарадзе и др. Эти исследования в основном посвящались отдельным районам или тилам подземных вод и в них редко освещалась геохимия микроэлементов в целом и в региональном аспекте в частности.

Предлагаемая работа является первой в Грузии попыткой монографического исследования геохимии микроэлементов — лития, рубидия, цезия, мышьяка, бора, йода и брома подземных вод зоны замедленного водообмена (углекислые, метановые воды и рассолы)². В основу работы положены результаты более чем 15-летних исследований автора, проведенных на территории республики и смежных с ней районов. В процессе этих исследований была изучена геохимия микроэлементов почти всех искусственных и естественных проявлений подземных вод зоны замедленного водообмена. Всего произведено около 10000 определений. Кроме того, использованы имеющиеся большие фондовые и опубликованные материалы сотрудников Сектора ГИГ АН СССР, Производственного геологического управления Грузии, ВСЕГИН-ГЕО, ГПИ Грузии, ВНИГНИ Грузии (филиал ВНИГНИ СССР), Грузинского и гидрогеологического управления, НИИ института курортологии и физиотерапии Грузии и других геологических учреждений.

Выбор микроэлементов обусловлен наличием повышенных содержаний определенных химических элементов (имеющих промышленное значение) в глубоких подземных водах Грузии.

Исследования проводились с целью изучения основных геохимических закономерностей распространения микроэлементов в глубоких подземных водах, их миграции, концентрирования и вытекающих отсюда возможностей прогноза гидрогеохимических свойств микроэлементов и их использования для оценки перспективности структур на редкометалльные подземные промышленные воды в горноскладчатых условиях. В результате проведенных исследований были получены нижеследующие основные положения, большинство из которых являются новыми для геохимии подземных вод Грузии: выявлены региональные гидрогеохимические закономерности распространения лития, рубидия, цезия, мышьяка,

² Геохимия микроэлементов подземных вод зоны активного водообмена под названием «Гидрогеохимия рудных месторождений Грузии» будет опубликовано отдельно.

бора, йода и брома; установлены интенсивность и формы их миграции и трансформация этих форм в зависимости от условий среды; вскрыты корреляционные зависимости в системах «микрокомпонент—макрокомпонент» и «микрокомпонент — микрокомпонент», выявлены парагенетические ассоциации элементов; расшифрованы условия формирования редкометальных подземных вод; установлены и изучены процессы и факторы, приводящие к накоплению различных химических элементов в подземных водах. Познание этих процессов позволило прогнозировать гидрогеохимические явления в структурах Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Этот прогноз подтверждается выявлением редкометальных промышленных подземных вод на территории Грузии.

Поскольку эти вопросы решены на примере типичного горноскладчатого региона, то результаты исследования могут быть общими и для других подобных регионов альпийской зоны.

В работе для удобства изложения микроэлементы условно объединены в отдельные группы: **катионогенные элементы** — редкие щелочи — литий, рубидий, и цезий, и **анионогенные элементы** — мышьяк, бор, йод и бром, которые проявляют сходные гидрогеохимические свойства и часто ассоциируют друг с другом как в гипогенных, так и гипергенных процессах.

Гидрогеохимические исследования в Грузии были начаты автором в 1955 году по инициативе чл.-корр. АН ГССР проф. И. М. Буачидзе, который оказывал постоянное содействие в течение всего периода работы, за что автор приносит ему глубокую благодарность. Автор глубоко признателен редактору книги доктору геолого-минералогических наук С. Р. Крайнову за ценные советы при подготовке рукописи к печати.

В сборе и обработке необходимого материала, проводившихся под руководством и при участии автора, в разное время участвовали инженеры—гидрогеологи: К. Г. Попов, У. М. Чипташвили, Н. А. Каландаришвили, химики-аналитики Сектора ГИГ АН ГССР: канд. хим. наук М. В. Мзареулишвили, Э. Л. Нароушвили, И. В. Нанадзе, Н. Л. Канчавели, О. Г. Орлова и др. Кроме того, контрольные анализы проводились в лаборатории пламенной фотометрии ВСЕГИНГЕО. При статистической обработке материалов большую помощь оказывали канд. геол.-мин. наук М. П. Шаоршадзе и инженер-программист М. Д. Иосава.

Всем названным товарищам и сотрудникам приношу глубокую благодарность.

Г Л А В А I

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

При гидрогеохимических исследованиях, для определения микроэлементов в водах, нами были применены количественные методы анализа³, характеристика которых приведена в табл. I. Дополнительно к этому, для выявления в водах общего количества такого элемента, как бор, которому свойственны сложные комплексные элементоорганические формы, были применены методы разрушения этих комплексов. Методика этих операций будет детально описана в III главе, посвященной геохимии отдельных элементов.

Таблица 1

Применявшиеся методы анализа микроэлементов

Элемент	Метод определения	Чувствительность опр. в исследуе- мом объеме	Источ- ник сведе- ний
Li, Rb, Cs, Sr	Пламенная фотометрия	~ 10 мкг/л	[137]
As	Колориметрический	10 мкг/л	[174]
B	Алкалиметрический	2 мг л	[197]
J	Гипохлоритный йодометрический	0,25 мг л	[174]
Bг	Гипохлоритный йодометрический	1,25 мкг/л	[174]
С орг.	Сухого сжигания	100 мкг л	[21]
Окисляемость	Перманганатная		[174]
Люмин вещества	Капиллярно-люминесцентный кач. анализ орг. вещества экстракт		[21]
Аминокислоты	фотоколориметрический	1 5—2 мкг л	[184]

Для определения форм водной миграции отдельных элементов, помимо вышешотмеченных элементоорганических комплексов, выявленных для бора, применялись термодинамиче-

³ Достоверность полученных результатов анализов проверялась контрольными определениями (~10%).

ские расчетные методы, которые позволяют ориентировочно определить количество (в %) неорганических комплексов микроэлементов. Зная валовое содержание элемента в воде и константы нестойкости наиболее распространенных комплексов в подземных водах, с учетом коэффициентов активности, расчеты неорганических комплексов велись согласно известным уравнениям баланса масс в водных растворах и реакциям термодинамических констант нестойкости (С. А. Брусиловский, 1963; К. Б. Яцимирский, В. П. Васильев, 1959; Г. Л. Шлефер, 1964; Р. Россотти, 1965; В. Г. Семенов, 1968, С. Р. Крайнов, 1973 и др.). Вышеотмеченные расчеты производились на ЭВМ М-222.

Стохастический характер выявленных геохимических процессов затрудняет установление объективных закономерностей распространения химических элементов в природе. Применение методов математической статистики позволяет получить обоснованные геохимические параметры, характеризующие тот или иной естественный процесс, на основе которых можно определить вероятностную оценку колебания содержания химических элементов, выявление статистической зависимости между варьирующими геохимическими признаками, сделать прогноз значения одного признака в связи с определенным изменением другого, измерить силу их связи и делать другие заключения. Специальные исследования Л. Х. Аренса (1954), А. П. Разумовского (1941), А. Б. Вистелиуса (1947), Д. А. Родионова (1961), И. П. Шарипова (1971), А. А. Беуса (1965), С. И. Смирнова (1963) и др. хорошо показывают, что распределение содержания химических элементов в природе (в том числе и в гидросфере) хорошо аппроксимируется теоретическими распределениями. Среди многих теоретических распределений в геохимии часто применяются нормальный и логнормальный законы. По мнению Л. Х. Аренса, многие редкие и рассеянные элементы подчиняются логнормальному закону, и его следует рассматривать как основной закон геохимии. Последнее не разделяется многими исследователями (Чейс, Миллер, Крамбейн и др.), которые считают, что особенности распространения многих химических элементов часто не укладываются в рамки вышеотмеченных законов. Нормальный и логнормальный законы распределения, как известно, имеют очень важное значение в теории вероятностей и математической статистике. На основе этого (нормального) закона составлен ряд статистических таблиц, широко используемых при статистическом анализе совокупностей, подчиняющихся этим законам распределения.

Для статистической обработки наших результатов пересчеты были сделаны на ЭВМ М-222. Программа пересчета предусматривала определение закона распределения⁴ и параметров распределения, после выявления которых производились определения корреляции (парная, частная и множественная) между химическими элементами и выводились уравнения регрессии. Для малой выборки производилась ранговая корреляция. Кроме того, для выявления зависимостей содержания микроэлементов от разных компонентов химического состава вод также строились соответствующие графики (в координатах $E_h - pH$, элемент—минерализация и т. д.).

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

1. Физико-географические условия

Территория Грузии включает в себя отдельные части четырех орографических единиц: горной системы Большого Кавказа, Закавказской межгорной впадины, Малого Кавказа и Южно-Грузинского вулканического нагорья.

Горная система Большого Кавказа занимает северную часть территории Грузии и входит в ее пределы южными склонами и небольшой частью северных склонов. Наиболее высоким хребтом системы является Главный хребет, поднимающийся в центральной части до 4,5—5 км, который служит водоразделом рек Северного Кавказа и Закавказья. В целом, горная система Большого Кавказа в пределах Грузии характеризуется тектогенно-эрозионным высокогорным и среднегорным, ледниковым, древнеледниковым, карстовым, вулканическим, оползневым и обвальным типами рельефа.

Закавказское межгорье расположено между Большим Кавказом с одной стороны и Малым Кавказом и Южно-Грузинским нагорьем с другой стороны. Западная часть межгорья представлена Колхидской низменностью. Далее, в восточном направлении следуют Имеретинская возвышенность, Внутренние Картлийская, Нижне-Картлийская и Алазанская равнины и Иорское плоскогорье.

⁴ Компоненты, не подчиняющиеся нормальному и логнормальному законам распределения, оценивались (генеральное среднее) неравенством Чебышева (Е. И. Пустыльник, 1968).

Малый Кавказ, поднимающийся до высоты 2,8—2,9 км, представлен в пределах Грузии Триалетским, Месхетским, Шавшетским и Локским хребтами, на северных склонах которых наблюдаются незначительные следы четвертичного оледенения.

Южно-Грузинское вулканическое нагорье представляет собой северную часть Южно-Кавказского нагорья. Рельеф Южно-Грузинского нагорья выражен лавовыми плато, складчатыми грядовыми котловинами и цепями вулканических конусов, которые местами несут следы четвертичного оледенения.

По сравнительно небольшой территории Грузии (69,7 тыс. км²) протекают многочисленные реки, относящиеся либо к бассейну Черного, либо Каспийского морей. Среди рек черноморского бассейна крупнейшей является р. Риони. Она берет начало в зоне вечных снегов водораздельного хребта и протекает по глубокому и лесистым ущельям. Из рек бассейна Каспийского моря самой большой является р. Кура, верховье которой находится в Турции, а нижнее течение — на территории Азербайджанской ССР. Разнообразные климатические, геоморфологические и географические условия создают разнообразные условия для питания рек. Реки Грузии получают ледниковое, снеговое, дождевое и подземное питание [44].

По климатическим особенностям Грузия резко разделяется на Западную и Восточную климатические области, граница между которыми проходит по Лихскому и Месхетскому хребтам. Основным климатообразующим фактором Западно-Грузинской климатической области является Черное море, влияющее на перемещение воздушных масс, на их температуру и влагосодержание. Вышеотмеченная область характеризуется обилием атмосферных осадков (825—2444 мм), средняя годовая температура колеблется от 4 до 15°C.

Основным климатообразующим фактором Восточно-Грузинской климатической области является воздушный перенос, который имеет широтное направление. Область находится под влиянием континентальных воздушных масс из Средней Азии, поэтому она по сравнению с Западно-Грузинской областью беднее влагой (439—1400 мм). Среднегодовая температура варьирует между 0 и 13°C.

2. Геологическое строение

Стратиграфия и литология. Геологическое строение Грузии, благодаря многочисленным трудам ряда ученых: А. И. Джанелидзе (1942), И. В. Качарава (1944), П. Д. Гамкрелидзе (1949), И. Р. Кахадзе (1947), Г. С. Дзодзицидзе (1948), Г. М. Заридзе (1947), И. Г. Кузнецова (1951), Б. Ф. Мефферта (1932), В. Л. Ренгартена (1947), М. М. Рубинштейна (1951), А. Л. Цагарели (1954), Ш. А. Адамия (1968), Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина (1968) и др., изучено достаточно хорошо. Здесь в геологическом строении отчетливо выражены вытянутые в широтном направлении и чередующиеся между собой с севера на юг складчатая система Большого Кавказа, межгорная депрессия (Грузинская глыба), складчатая система Аджаро-Триалети и Южно-Грузинское нагорье (Артвино-Болнисская глыба и Локско-Карабахская система).

Складчатые системы в основном сформированы в альпийскую эпоху орогенеза, а в строении глыб участвуют и более древние герцинские структуры.

Доюрские образования. Из распространенных на территории Грузии осадков самыми древними являются породы кристаллического субстрата Кавказа, обнажающегося в пределах антиклинория Главного хребта Большого Кавказа, а также Грузинской глыбы, Артвино-Болнисской глыбы и Локско-Карабахской системы, представляющих собой сложный комплекс метаморфических образований. Отмеченный комплекс в пределах ядра Главного Кавказского хребта представлен биотитовыми парagneйсами, сланцами, амфиболитами, кварцитовидными и филлитовидными сланцами. В области складчатой системы Южного склона Большого Кавказа доюрские осадки представлены слабометаморфизированными породами дисковой серии (глинистые и филлитовые сланцы и плейчатые филлиты, с прослоями кварцитов и мраморов). Метаморфические породы Дзирульского массива (обнаженная часть Грузинской глыбы) представлены кристаллическими и метаморфическими (филлиты) сланцами, пегматитами и кварцевыми диоритами. В пределах Южно-Грузинского нагорья обнаженная часть субстрата (Храмский и Локский массивы) сложена в основном кварцево-диоритовыми гнейсами и продуктами их гранитизации, а также кристаллическими и слабометаморфизованными сланцами (Локский массив).

Юра. Нижнеюрские отложения широко распространены в Грузии, особенно в пределах Южного склона Большого

Кавказа, образуя почти непрерывную полосу, протягивающуюся от Абхазии до Азербайджана. Отложения нижней юры здесь представлены мощной (2—3 км) глинисто-сланцевой серией, в восходящем разрезе которой наблюдается следующая последовательность: конгломераты, кварциты, песчаники, сланцы, туфы, далее аспидные и глинистые сланцы и в верхах лейаса — аркозовые песчаники. На перифериях Дзирульского массива и в пределах Храмовского и Локского массивов нижнеюрские отложения имеют сравнительно небольшое развитие (мощность 0,3—0,6 км) и представлены конгломератами, песчаниками и сланцами.

Среднеюрские отложения на Южном склоне, выражены в терригенной фации. В южной части геосинклинали Южного склона, Грузинской и Арвино-Болнисской глыб и Локско-Карабахской системы байос представлен мощной (2—3 км) вулканогенно-осадочной порфиритовой свитой. На Грузинской глыбе и в примыкающей к ней полосе Южного склона порфиритовая свита постепенно сменяется батскими отложениями. Последние здесь представлены кварцевослюдистыми песчаниками, конгломератами и аргиллитами. Мощность батских осадков — 0,2—0,3 км.

Верхнеюрские отложения распространены в пределах складчатой системы Южного склона и на Грузинской глыбе. На Южном склоне Большого Кавказа верхнеюрские отложения представляют собой карбонатный флиш, который согласно сменяет среднюю юру и согласно же переходит в аналогичный в литофациальном отношении нижний мел. В южной полосе Южного склона верхнеюрские отложения образуют два различных литофациальных комплекса: нижний (желловей-оксфорд) — трансгрессивный и верхний (лузитантитон) — регрессивный. Нижний комплекс сложен аргиллитами и песчаниками, а верхний — рифогенными известняками и гипсоносными осадками (мощность 0,2—1,5 км). Ингрессивные осадки лагуны (пестроцветная свита) довольно широко развиты на Грузинской глыбе (мощность — 0,5—0,7 км). В пределах Колхидской низменности верхнеюрские лагунные отложения, вскрытые бурением во многих местах (Очамчире, Квалони, Цаиши и др.), представлены переслаиванием пестроцветных пелитолитов с пластами ангидрида и галита [37].

Мел. Нижнемеловые отложения широко распространены в складчатой системе Южного склона и на Грузинской глыбе. В северо-западной части системы Южного склона и в Местиа-Тианетской синклинали развит карбонатный флиш, согласно продолжающий сходные с ним отложения верхней

юры и представленный чередованием мергелистых известняков, мергелей, песчанистых известняков и аргиллитов (1,5—2,0 км). В Гагра-Джавской зоне и на Грузинской глыбе нижнемеловые отложения имеют трансгрессивный характер и представлены толстослоистыми и массивными известняками и песчаниками (валанжин-готерив, баррем).

В складчатой системе Южного склона верхний мел представлен флишевой формацией, согласно продолжает нижний мел и представлен чередованием аргиллитов, известняков и туфогенных песчаников. Отложения апта и альба, развитые в основном в пределах Грузинской глыбы, сложены глинистыми мергелями, слабомергелистыми известняками и глауконитовыми туфопесчаниками (20—150 м). Сенман Грузинской глыбы, залегающий трансгрессивно на альбе, сложен фашией песчаников и глауконитовых известняков (50—115 м). Верхнемеловые отложения также наблюдаются в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы, Артвино-Болнисской глыбы и Локско-Карабахской системы, которые представлены трансгрессивными вулканогенными и карбонатными литофациальными разновидностями (2,5—3 км).

Палеоген. Отложения палеогена широко распространены на территории Грузии. На Южном склоне Большого Кавказа в пределах Местийско-Тианетской зоны нижний палеоген представлен флишем (чередование мергелей, глин, аргиллитов, песчаников и известняков (0,6 км), а в Гагра-Джавской зоне проявляется трансгрессия верхнего эоцена, сложенного песчаниками и известняками. На Грузинской глыбе нижний палеоген представлен преимущественно карбонатными отложениями — различными известняками и мергелями, мощностью 100—150 м.

Нижний палеоген Аджаро-Триалетской складчатой системы представлен Боржомским флишем (ритмичным чередованием аргиллитов, мергелей и песчаников—1,5 км) и вулканогенной фашией (туфы и мергели). Средний эоцен образует мощную толщу (2—3 км), сложенную чередованием туфов, туфобрекчий и покровов различных порфиритов. В верхнем эоцене (мощность 100—1000 м) здесь происходит постепенное уменьшение количественной роли вулканогенных осадков с одновременным увеличением значения глинисто-песчаных, местами гипсоносных отложений.

Осадки олигоцена наблюдаются как на Южном склоне Большого Кавказа, так и в Аджаро-Триалетии, но наибольшее развитие они имеют в пределах Грузинской глыбы. Олигоценные отложения подразделяются на две части: нижний

олигоцен и средний — верхний олигоцен. Хадумский горизонт (ниж. олигоцен) представлен карбонатными глинами и песчаниками. Средний и верхний олигоцен представлен типичными образованиями майкопской свиты: темно-серыми и коричневыми сланцевыми глинами с ярозитом и гипсом, чередующимися со слоями песчаников.

Неоген. Неогеновые осадки на территории Грузии обладают весьма пестрым фаціальным составом. Здесь развиты морские, лагунно-озерные, континентальные и наземные вулканогенные толщи. Наибольшим развитием ниже- и верхнемиоценовые отложения пользуются в пределах Грузинской глыбы. Нижнемиоценовые отложения представлены аркозовыми и кварцевыми песчаниками (50—500 м).

Среднемиоценовые осадки представлены преимущественно глинисто-песчанистыми отложениями, с прослоями мергелей и известняков и характеризуются весьма большим колебанием мощности от 50 до 700 м.

Верхнемиоценовые отложения (сармат) также имеют широкое распространение, но характеризуются большим фаціальным разнообразием. Нижнесарматские отложения в большинстве случаев представлены карбонатными глинами, мергелями, известняками и песчаниками (мощность 100—400 м, местами до 1500 м). Среднесарматские отложения в большинстве случаев согласно следуют за нижним сарматом и в литологическом отношении тоже близки друг к другу (700—1200 м). Верхнесарматские отложения, сложенные глинисто-песчанистыми отложениями, в основном развиты в Приорской полосе Восточной Грузии (550—700 м).

Плиоценовые отложения, распространенные в пределах Грузинской глыбы, в Западной Грузии представлены глинами, песчанистыми глинами и конгломератами мзотиса (1000—1200 м) и глинами и конгломератами понта (150—400 м, редко 1000 м). Киммерийские отложения, развитые на значительно меньшей площади, слагаются глинами, песчанистыми глинами, песчаниками и конгломератами (200—500 м). Разрез плиоцена Черноморского бассейна заканчивается гурийскими слоями, представленными глинами, песчаниками и конгломератами (60—200 м).

Плиоценовые отложения (мзотис-понт) Восточной Грузии преимущественно представлены континентальными фациями (конгломераты с прослоями пестроцветных глин и песчаников), достигая наибольших мощностей в районах Душети и Цив-Гомбори (1000—2000 м). В алазанской долине верхнеплиоценовые отложения представлены мощными (1400—1600 м) морскими отложениями (конгломераты с

прослоями суглинков) акчагыла и апшерона (алазанская серия).

Четвертичные отложения на территории Грузии чрезвычайно разнообразны и представлены морскими, речными, ледниковыми, озерными, элювиальными, делювиальными и пролювиальными осадками, а также лавами и пирокластолитами.

Магматизм. Основываясь на работах многочисленных исследователей: Г. С. Дзоценидзе (1948), Г. М. Заридзе (1947), Н. Ф. Татришвили (1948), Н. И. Схиртладзе (1958), Д. С. Белянкина и В. П. Петрова (1945) и др., — нами излагаются общие закономерности магматической деятельности в Грузии.

На территории Грузии магматические явления наблюдались на всем протяжении ее геологического развития от палеозойских до позднечетвертичных времен.

Палеозойские магматические породы развиты в области геосинклинальной зоны Главного хребта Большого Кавказа и, кроме того, в Дзирульском, Храмском и Локском массивах. Во всех геотектонических областях развиты габбро-диабаз-порфириды и местами серпентиниты и перидотиты, секущие древние кристаллические сланцы.

Интенсивный подводный вулканизм в мезозое имел место в байосском веке. Кроме того, слабо выраженный подводный вулканизм наблюдается в лейассовых осадках зоны Южного склона Большого Кавказа. Геосинклинальная вулканогенно-осадочная свита байоса развита южнее лейассовой глинисто-сланцевой свиты, содержащей дайковые и пластовые тела основных магматических пород. Вулканическая активность проявилась также в верхней юре (пестроцветная свита) в районе Западной Грузии. По сравнению с байосским, масштаб ее незначителен. Вулканическая деятельность и осадконакопление в верхней юре происходили в лагунных условиях. Из терригенных отложений в это время развились брекчии, конгломерато-брекчии, туфопесчаники, граувакки, пелитолиты и коллоидно-глинистые породы.

Гораздо более мощным является вулканизм мелового времени, проявившийся в зонах Грузинской глыбы, Аджаро-Триалетской складчатой системы и Артвинско-Болнисской глыбы. В турон-сантоне Западной Грузии, в области зоны Грузинской глыбы, происходили излияния магмы в подводных, местами субаэральных условиях, в результате чего образовалась вулканогенно-осадочная свита, состоящая из чередующихся микробрекчиевых, микроконгломератовых туфов, известняков, песчаников, а также базальтовых лав и

секущих жил. В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы меловая геосинклиналиная вулканогенно-осадочная свита представлена чередованием терригенного материала с вулканогенными лавами. В пределах Артвино-Болнисской глыбы верхнемеловая вулканогенно-осадочная свита расчленяется на три горизонта: вулканогенно-карбонатный, вулканогенный и карбонатный.

В палеогене проявления магматизма в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы начинаются со времени образования верхней части палеоцен-нижнеэоценовой флишевой свиты, что выражается в появлении листокристаллокластических туфов роговообманково-лабрадоровых порфиритов. Вулканизм того же возраста отмечается в области Артвинско-Болнисской глыбы. Продукты этого вулканизма представлены кислыми породами — лавами, лавовыми и туфовыми брекчиями, туфами и туфогенными песчаниками.

В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы уже с конца палеоцена, вплоть до конца среднего эоцена, происходит непрерывная вулканическая деятельность. Развитые здесь геосинклиналиные вулканогенно-осадочные свиты постепенно сменяют друг друга. Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная свита сложена из различных туфов, лав и секущих тел.

1992
Постпалеогеновые вулканогенные образования в пределах складчатой системы Южного склона Большого Кавказа проявлялись в виде извержения центрального типа, приуроченного к значительно приподнятым и сильно дислоцированным флишевым осадкам. Здесь извергались главным образом андезит-дацитовые лавы. В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы наблюдаются аналогичные по составу извержения центрального типа. Постпалеогеновый вулканизм в зоне Грузинской глыбы и в смежных с ней зонах и подзонах имеет совершенно иной характер. Форма залегания эффузивов покровная, штокообразная и дайковая. По составу породы базальтовые (долеритовые). В пределах Артвино-Болнисской глыбы наблюдается более сложная картина вулканизма. Здесь, от верхнего миоцена до среднего плиоцена, состав вулканических пород средний и кислый, реже основной.

Тектоника. В геотектоническом отношении на территории Грузии выделяется шесть основных геотектонических единиц Кавказа (с севера на юг): антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа, складчатая система Южного склона Большого Кавказа, Грузинская глыба, Аджаро-Триалетская складчатая система, Артвино-Болнисская глыба.



хитская) глыба и Лококо-Карабахская слабоскладчатая система (П. Д. Гамкрелидзе, 1966).

Антиклинорий Главного хребта Большого Кавказа, входя в пределы Грузии своей южной частью, сложен кристаллическими сланцами и гнейсами палеозойского субстрата, подвергшимися гранитизации и трансгрессивно перекрывающимися терригенными осадками лейаса. Горст-антиклинорий Главного хребта, как его именуют некоторые исследователи [146], играет в структуре Центрального Кавказа роль главного осевого поднятия. В плане горст-антиклинорий имеет форму несколько неправильного параллелограмма, ограниченного глубокими расколами широтного и северо-западного простирания. Они расчленяют горст-антиклинорий на кулисообразно расположенные блоки. Разломы, ограничивающие все эти блоки с юга, имеют характер надвигов, которые нередко объединяются под названием «Главный надвиг Большого Кавказа» [145].

Граница антиклинория со складчатой системой Южного склона Большого Кавказа проходит вдоль Главного надвига кристаллического ядра, представляющего собой систему сопряженных разрывов, прослеживающуюся на расстоянии сотни километров. Главный надвиг, зародившийся еще в палеозое, по всем признакам живет и в настоящее время.

К югу от «Главного надвига» располагаются структуры, развившиеся из осевой, наиболее глубоко и длительно погружавшейся зоны Большого Кавказа — зоны эвгессинклинали Южного склона (складчатая система Южного склона Большого Кавказа, по П. Д. Гамкрелидзе). Эта зона максимально сужена и приподнята на своем среднем участке (в Сванетии) и постепенно расширяется и углубляется к западу и к востоку от него. Она сложена метаморфизованными толщами палеозоя-лейаса, а также верхнемезозойским флишем, смятым в сильно сжатые, нередко опрокинутые и чешуйчато надвинутые к югу изоклиналиные складки.

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа подразделяется на четыре зоны, существенно отличающиеся друг от друга: Казбекско-Лагодехскую зону флишевых нижне- и среднеюрских сланцев, Местийско-Тпанетскую зону флишевых карбонатных отложений верхней юры и мела, Чхалтвуско-Лайлинскую зону метаморфической серии среднего-верхнего палеозоя и триаса и Гагра-Джавскую зону развития вулканогенно-осадочной порфиритовой свиты байоса и нормально-осадочных, преимущественно карбонатных образований верхней юры, мела и нижнего палеогена.

К юго-западу от системы Большого Кавказа до северных подножий Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов Малого Кавказа, простирается зона (Грузинская глыба, по А. И. Джанелидзе), которая в период интенсивного неогеново-четвертичного поднятия Большого и Малого Кавказа испытывала значительное погружение и стала областью накопления мощных молассовых толщ. Грузинская глыба разделена поперечным поднятием Дзирульского массива на западную и восточную части. Западная зона погружения слагается преимущественно четвертичными и неогеновыми отложениями, перекрывающими слабо дислоцированные карбонатные осадки палеогена и мела. Восточная зона погружения сложена в основном мощными молассовыми отложениями миоценона, под которыми в северной ее части развиты осадки мела, верхней юры и порфиритовой свиты байоса, а в южной части — маломощные осадки байоса, мела и в некоторых местах — палеогена. Западная часть восточной зоны погружения (Мухрало-Тирифонская подзона), сложенная преимущественно неогеновыми и четвертичными отложениями, представляет собой синклиналиную межгорную впадину, а восточная часть (Гаре-Кахетинская подзона), также в основном сложенная миоценовыми молассами и четвертичными отложениями — узкие опрокинутые на юг антиклинали покровного типа и широкие чешуеобразные синклинали. Центральная зона поднятия Грузинской глыбы представляет собой Дзирульский выступ фундамента, в котором обнажаются метаморфические породы нижнего палеозоя, прорванные герцинскими гранитоидами, несогласно перекрытыми чехлом сильно нарушенных отложений лейаса — доггера и слабодислоцированных маломощных осадков мела, олигоцена и миоцена.

Аджаро-Триалетская складчатая система занимает северную часть мегаантиклинория Малого Кавказа, представляя собой крупный широтный синклинорий, сложенный мощными вулканогенно-осадочными толщами верхнего мела и палеогена, сформировавшимися на месте вторичного геосинклиналиного прогиба. В виде неширокой (50—70 км) полосы эта зона протягивается в широтном направлении на 300 км, от района Батуми на западе, где она, огибая с юго-востока Черноморскую впадину, переходит в складчатую зону Восточного Понта, до района Тбилиси, к востоку от которой структуры быстро погружаются под неогеново-четвертичные отложения Грузинской глыбы. Характерной структурной особенностью Аджаро-Триалетской складчатой системы является веерообразное опрокидывание ее складок,

имеющих близширотное простирание. Такое же простирание имеют и многочисленные надвиги, прослеживающиеся на большом расстоянии. Например, северная граница Аджаро-Триалетской складчатой системы с Грузинской глыбой выражена морфологически и геологически весьма отчетливо, проходя на значительном расстоянии вдоль регионального надвига.

На юго-востоке к Аджаро-Триалетской зоне примыкает Артвино-Болнисская (Сомхитская) глыба, северные и южные границы которой выражены нечетко, будучи замаскированы лавовыми покровами. В пределах территории Грузии здесь выделяются две зоны: Джавахетская и Болнисская. Джавахетская зона почти полностью перекрыта новейшими эффузивами Ахалкалакского нагорья, под которыми расположены верхнемеловые и палеогеновые отложения. Наиболее крупными тектоническими структурами зоны являются два меридиональных разлома глубокого заложения, проходящие вдоль Абул-Самсарского и Джавахетского хребтов.

Болнисская зона, субстратом которой служит обнажающийся в пределах Храмского массива метаморфогенно-интрузивный комплекс палеозоя, секущийся более молодыми магматическими породами, несогласно перекрывается карбонowymi, нижне- и среднеюрскими, верхнемеловыми и среднеэоценовыми, преимущественно вулканогенными образованиями. В структурном отношении Храмская подзона представляет собой горстообразное поднятие, погружающееся в пределах Маднеульско-Поладаурской и Марнеульской подзон под мощные покровы четвертичных отложений.

Локско-Карабахская слабоскладчатая система захватывает территорию Грузии лишь своей северной частью. Для этой системы характерно развитие мощной вулканогенной толщи байоса и вулканогенно-осадочных свит верхнего мела и палеогена. В структурном отношении северная часть отмеченной системы представляет собой крупную антиклиналь широтного простирания, которая сложена метаморфическими породами и гранитоидами палеозоя, терригенными осадками лейаса и вулканогенно-осадочными образованиями средней юры, верхнего мела и среднего эоцена.

3. Геотермические условия

Накопившийся в последнее время материал по тепловому полю Кавказа (Г. М. Сухарев и др. 1963, 1968; И. Г. Киссин 1967; Е. А. Любимова, 1968; М. А. Кашкай, 1967; Ю. П. Масуренков, 1971; Г. И. Буачидзе, М. П. Шаоршадзе, 1975;

Ш. Г. Чихладзе, 1967 и др.), дает возможность, хотя бы ориентировочно, учесть влияние этого важного фактора при определении геохимических особенностей миграции химических элементов в природных водах. Здесь же следует отметить, что, хотя в пределах одной термогидрогеохимической зоны, как справедливо отмечается некоторыми исследователями (А. В. Шербakov, Г. Н. Смирнов, 1967), благодаря специфическим особенностям среды, воды могут иметь различный химический состав, влияние геотермической напряженности структур в формировании подземных вод все же чрезвычайно велико.

В зависимости от строения отдельных геотектонических зон Грузии и истории геологического развития, их геотермическая напряженность резко отличается друг от друга (рис. 1, табл. 2). Как видно из рисунка и таблицы, сравнительно низкое значение геотермической напряженности наблюдается в пределах Грузинской глыбы. В пределах геосинклинальных частей мегантиклинория Большого и Малого Кавказа величина теплового потока увеличивается и в целом составляет > 2 мкал/см²сек. Особенно высокая напряженность геотермического поля, варьирующая в пределах от 3 до 5 мкал/см²сек, наблюдается в районах позднечетвертичного магматизма и в зонах глубинных разрывов. К таковым районам на Большом Кавказе относятся вулканические массивы Эльбруса и Казбека и шовные зоны Главных надвигов Горстантиклинория. Эти районы, как отмечают многие исследователи, являются узлами сопряженных продольных и поперечных структур. К ним, помимо отмеченных районов, относятся участки Кароби, Цурдугали и другие, где в пределах Главного надвига наблюдаются проявления молодого магматизма и новейших тектонических движений.

В создании тепловых аномалий велика роль неотектонических движений и гидрогеологического фактора. Низкие значения тепловых потоков зафиксированы в районах мощного четвертичного осадконакопления Грузинской глыбы, где наблюдается интенсивное нисходящее движение холодных подземных вод. Выявленные закономерности в общем виде сохраняются и для всего Кавказского региона (Г. И. Буачидзе и др., 1975). Как видно из рисунка 1, самая большая по площади зона максимумов теплового потока наблюдается на Центральном Кавказе, которая через минераловодский выступ соединяется с зоной Ставропольского поднятия ($q_{cp} = 2,0$ мкал/см² сек). Следующая зона с высокой плотностью потоков совпадает с центральной частью Аджаро-Триалетской складчатой системы. Характерным для

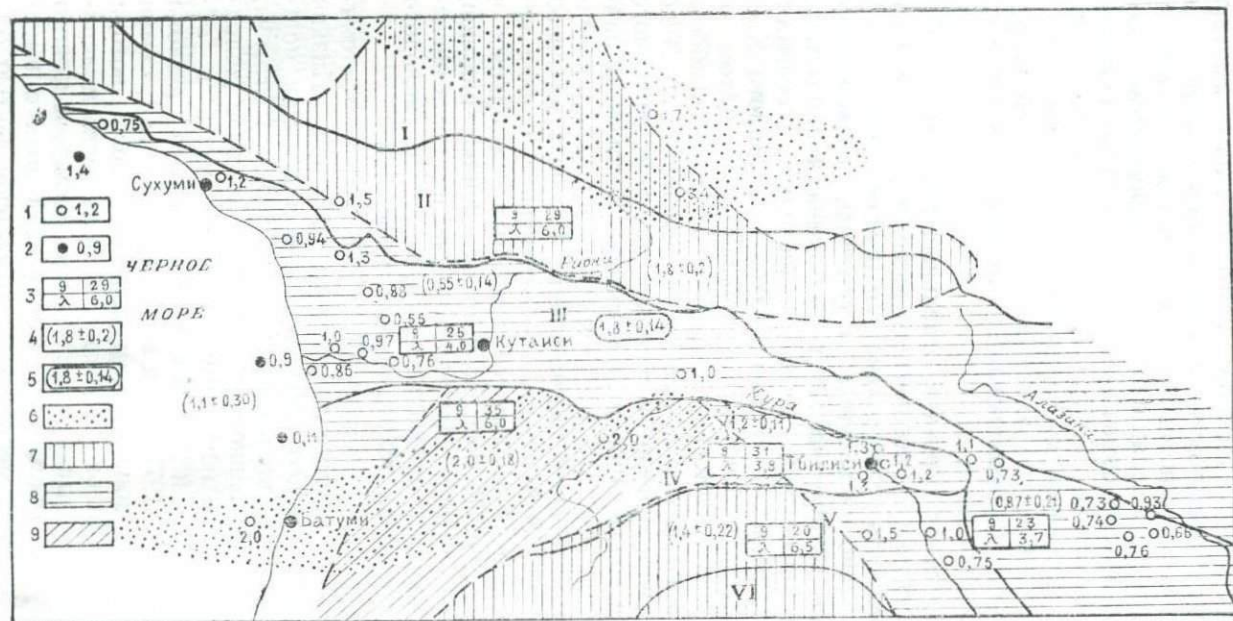


Рис. 1. Карта геотермических условий и зональности природных газов Грузии (по Г. И. Буачидзе). Место замера теплового потока в $\text{мкал}/\text{см}^2 \text{сек}$: 1. скважины; 2. морские станции; 3. средние градиенты ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и коэффициенты теплопроводности ($10^{-3} \text{ кал}/\text{см}^2 \text{сек}^{\circ}\text{C}$) для областей; 4. среднее значение теплового потока для областей; 5. среднее значение теплового потока для Грузии; 6. области повышенных значений тепловых потоков ($> 2 \text{ мкал}/\text{см}^2 \text{сек}$). Области распространения газовых ассоциаций с преобладанием: 7. углекислоты; 8. метана и азота; 9. углекислоты и азота. Геотектонические области: I. антиклинорий Главного Кавказского хребта; II. складчатая система Южного склона Большого Кавказа; III. Грузинская глыба; IV. Аджаро-Триалетская складчатая система; V. Артвино-Болниская глыба; VI. Локско-Карабахская слабоскладчатая зона.

этих зон является наличие проявления четвертичного вулканизма и полное пространственное совпадение с областью развития углекислых газов, что должно указывать на глубинный характер тепловых аномалий (Г. И. Буачидзе, 1975).

Таблица 2
Характерные показатели геотермической напряженности основных геотектонических структур Грузии

Геотектоническая зона и район	Величина теплового потока q , мкал/см ² сек	Источник сведений
1. Антиклиниорий Главного Кавказского хребта	3,4—4,69	Тарануха Ю. К., Сухарев Г. М., 1973
2. Складчатая система Южного склона Большого Кавказа	3,37—3,6	
3. Грузинская глыба		Г. И. Буачидзе, М. П. Шаоршадзе, Н. Е. Годердзидзе, 1971
1) Восточное погружение	0,87±0,2	
2) Западное погружение	0,95±0,14	
3) Черное море (подводная часть)	1,1±0,44	
4. Аджаро-Триалетская складчатая система		
1) Центральная часть	2,04±0,18	
2) Восточное окончание	1,19±0,09	
5. Артвино-Болнисская глыба	1,4±0,22	

4. Гидрогеологические условия⁵

Региональная характеристика подземных вод. На основе гидродинамических особенностей и геолого-структурных признаков территория Грузии (по И. М. Буачидзе, 1955, 1970) подразделяется на пять гидрогеологических областей: 1) трещинных вод кристаллического субстрата Большого Кавказа; 2) водоносных систем складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа; 3) артезианских бассейнов Грузинской глыбы; 4) водоносных систем Аджаро-Триалетской складчатой зоны; 5) трещинных и поровых вод Артвино-Болнисской глыбы.

⁵ Данная подглава в основном дается по фондовым и опубликованным материалам, также по данным, собранным автором в результате полевых исследований в разных районах республики, и по книге «Гидрогеология СССР», том X (Грузинская ССР, 1970), одним из составителей которой является автор.

В пределах субстрата Большого Кавказа, в строении которого принимают участие кристаллические и метаморфические породы, преобладают грунтовые воды, циркулирующие в элювиальной зоне в виде трещинных вод. Эти воды преимущественно ультрапресные. Низкая минерализация этих вод хорошо увязывается с их интенсивной циркуляцией и слабой выщелачиваемостью интрузивных и метаморфических пород. К зонам же тектонических разрывов местами приурочены выходы углекислых гидрокарбонатных кальциевых и гидрокарбонатных холодных натриевых вод, с минерализацией до 3 г/л. Типичными представителями этих вод являются источники в верховьях рек Бзыби, Кодори и Риони.

В области водонапорных систем складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа преимущественно развиты юрские и меловые отложения. Характерной особенностью является интенсивная складчатость, доходящая до изоклиальной, и наличие многочисленных продольных и поперечных разломов. В пределах этой области распространены преимущественно трещинные и трещинно-карстовые подземные воды зоны активного водообмена. Это, главным образом, слабоминерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды. Подземные воды замедленного водообмена здесь имеют довольно широкое развитие, и их выходы, в основном, приурочены к тектоническим разрывам. По газовому и химическому составу это в основном углекислые гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, местами минерализованные (до 37 г/л), подземные воды. Здесь гидрохимическая зональность хорошо согласуется с гидродинамической. В сторону восточного попружения юрских и меловых отложений Южного склона Большого Кавказа в углекислых HCO_3 —Na водах наблюдается относительное повышение содержания хлора (ист. Кетерси и Нижняя Сба), а в восточной части (левобережье Алазанской долины) развиты хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды, в газовом составе которых преобладают метан и азот.

Гидрогеологическая область артезианских бассейнов Грузинской глыбы является межгорной впадиной, сложенной, в основном, осадочным комплексом мезо-кайнозойских отложений, смятых на значительной части территории в покровные складки. Область разделяется на западную и восточную часть Дзирульским кристаллическим массивом, играющим роль водораздельного поднятия между ними. Чередование высокопроницаемых песчаных и карбонатных по-

род с практически водоупорными глинистыми породами и их структурный характер обусловили образование многочисленных артезианских бассейнов. В этих бассейнах, главным образом, развиты глубокоформирующиеся подземные воды пластового, пластово-трещинного и карстового типов. Среди них преобладают инфильтрационные воды, но в закрытых и глубоко погруженных частях структур, в основном, распространены седиментационные и высокоминерализованные (метаморфизованные) воды [57]. Здесь хорошо наблюдается вертикальная и горизонтальная зональность газового и химического состава, а также температуры подземных вод. В артезианских бассейнах с инфильтрационными водами наблюдаются пресные подземные воды с газами атмосферного и биогенного происхождения. Эти воды на больших глубинах (3—4 км) в Колхидском и Мегрельском артезианских бассейнах обладают высокими (100—150°) температурами. В бассейнах же с седиментационными водами распространены минерализованные (10—80 г/л) хлоридно-натриевые воды, которые на больших глубинах, особенно при наличии галогенных отложений, переходят в высокоминерализованные воды хлоридно-кальциево-натриевого состава. Представителями последних являются хлоридно-кальциевые воды юрских отложений Колхиды, минерализация которых местами доходит до 340 г/л (скв. в г. Очамчире).

Область водонапорных систем Аджаро-Триалетской складчатой зоны сложена меловыми карбонатными отложениями, флишевой толщей нижнего эоцен-палеоцена, вулканогенной осадочной толщей среднего эоцена и мергелисто-песчанистой толщей верхнего эбцена. Среди водоносных комплексов области основное значение имеют вулканогенно-осадочная толща среднего эоцена и карбонатная толща верхнего мела, как основные коллекторы трещинных и трещинно-карстовых вод. Флишевая толща нижнего эоцен-палеоцена и мергелисто-песчанистая толща верхнего эоцена играют роль региональных водоупоров. Наличие большого количества нормальных и сравнительно слабо наклоненных складок при чередовании большого количества водоупорных и водоносных слоев создает благоприятные условия для образования ряда водонапорных систем и артезианских бассейнов. В центральной и западной частях области в породах мелового и палеогенового возраста преимущественно развиты углекислые минеральные воды гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава. Зональность химического состава этих вод примерно такая же, как на Южном склоне Большого Кавказа. Химический состав углекислых

вод здесь, по данным, полученным с разведанных месторождений, в основном гидрокарбонатно-натриевый (Боржоми), с минерализацией 6—7,3 г/л; в Зварском месторождении и в некоторых районах Гуджаретского ущелья роль хлора несколько повышена (57). В вулканогенной толще среднего эоцена довольно широко распространены слабоминерализованные азотные термы гидрокарбонатно-кальциевого и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого состава. В восточной части области развиты хлоридно-натриевые воды, обогащенные углеводородными газами. Для этих вод характерно увеличение минерализации и концентрации микроэлементов в сторону восточного погружения области.

Гидрогеологическая область Артвино-Болнисской глыбы занимает самую южную часть территории Грузии. В геологическом строении области принимают участие палеозойские кристаллические породы и перекрывающие их юрские, верхне-меловые и неоген-палеогеновые осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенно-карбонатные образования. Гидрогеологическое своеобразие области определяется наличием водообильных горизонтов молодых лавовых покровов, которые в контакте с подстилающими породами образуют мощные потоки пресных трещинных грунтовых вод. Грунтовые воды повсеместно развиты и в зоне экзогенной трещиноватости.

Особенностью области является развитие в меловых отложениях гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых (в западной ее части) и гидрокарбонатно-магниевых (в восточной части) углекислых вод.

Газовый состав подземных вод. В пределах Грузии выделяются три зоны газоносности: северная, с резким преобладанием углекислого газа; центральная, где распространены метановые и азотные газы, и южная — с преимущественным развитием углекислых и азотных газов (рис. 1). (Г. И. Буачидзе, Б. С. Мхеидзе, 1970). Нижеследующее описание природных газов дается по материалам отмеченных исследователей.

Северная зона газоносности охватывает антиклинорий Главного Кавказского хребта и складчатую систему Южного склона Большого Кавказа, за исключением западной и восточной крайних частей последней (в пределах Грузии). В этой зоне в газовых ассоциациях, связанных исключительно с минеральными водами, резко преобладает углекислый газ. В проявлении углекислых газов наблюдается четко выраженная приуроченность к продольным тектоническим нарушениям области, в частности, к Главному надвику. Чаще

всего углекислые газопроявления сосредоточены в местах пересечения Главного надвига и сопряженных с ним разрывов. Минеральные воды часто перенасыщены углекислым газом. Содержание его в растворенной фазе варьирует в пределах от 1,6 до 3 г/л. Содержание CO_2 в газовых ассоциациях, как правило, выше 95%.

Вышеотмеченное высокое содержание углекислого газа, зависимость его от определенных типов горных пород и подземных вод и, наконец, приуроченность к разрывным нарушениям указывают на генетическую связь углекислоты с магматическими процессами [24, 30, 112]. Наряду с чисто углекислыми газопроявлениями, в северной зоне встречаются в подчиненном количестве газовые ассоциации смешанного состава. В природных газах области часто присутствует азот, в количестве нескольких процентов. Имеются и чисто азотные газопроявления.

Центральная зона газоносности, характеризующаяся распространением метана и азота, охватывает территорию, включающую весь межгорный прогиб Грузинской глыбы и некоторые сопредельные районы Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии. Метан в данной зоне встречается в основном в связи с подземными водами зоны затрудненного водообмена, а также в виде попутного нефтяного газа. Главная масса азота, судя по отношению Ar/N ($a \approx 1,2 - 21,3$), имеет воздушное происхождение и связана с подземными водами, циркулирующими в гидрогеологически раскрытых структурах [24].

Главным компонентом газопоявлений из юрских отложений на периферии Колхидской низменности является азот. В западной части Центральной зоны (Колхидская низменность) наблюдается своеобразное распределение природных газов по разрезу. Здесь отложения верхнего и нижнего мела резко отличаются друг от друга по составу заключенных в них газов, причем к нижнемеловому водоносному горизонту, как правило, приурочены азотные газы, а газы верхнемелового горизонта имеют метановый состав. Обусловлено это резким отличием условий накопления и сохранения газов в этих горизонтах, на что, в частности, указывают и разная степень минерализации подземных вод и различный возраст [24] системы «газ+вода» (He/Ar по нижнемеловому горизонту в 5—10 раз меньше, чем по верхнемеловому).

Газопоявления в кайнозойских отложениях западной части центральной зоны встречаются довольно часто (газоносны осадки палеогена, эоцена, майкопской свиты, мзотиса и понта). В большинстве своем это метановые, реже азотно-

метановые, а иногда азотные газы. Восточная часть центральной зоны газоносности в юго-восточном направлении испытывает постепенное погружение. Вследствие этого, газопроявления на данной территории обнаружены в западной части в меловых осадках, в средней части — в эоцене, майкопской свите и миоцене, а в восточной части — в верхнем миоцене и плиоцене. Метановые газопроявления учащаются по мере продвижения на восток и связаны в основном с нефтяными залежами. В составе газов наряду с метаном и его гомологами, присутствуют также углекислота и биогенный азот.

В восточной части центральной зоны встречаются и чисто азотные газопроявления (Тбилисские термы). Возраст системы «газ+вода», по данным Г. И. Буачидзе, современный ($He/Ar=0,09$).

Южная зона газоносности охватывает большую часть территории Аджаро-Триалетской складчатой системы и Артвино-Болнисской глыбы. В этой зоне центральная часть характеризуется в целом гидрогеологической раскрытостью, где имеются благоприятные условия для распространения углекислого газа и азота. Углекислые газопроявления южной зоны характеризуются весьма высокой обильностью. Количество растворенного CO_2 доходит до 2 г/л. Судя по району минеральных вод Боржоми, основная масса углекислого газа приурочена к карбонатной толще верхнего мела. Изотопный состав углерода углекислого газа минеральной воды Боржоми ($\delta C^{13} = -0,31 - 0,69\%$), по данным И. М. Буачидзе и др. (1970), попадает в интервал, определенный для эндогенной углекислоты [128]. Все это, как указывают некоторые исследователи [24], свидетельствует о существовании мощного источника углекислых эксталяций в недрах данного региона.

Азотные газопроявления южной зоны так же многочисленны, но слабы. Азот пространственно приурочен в основном к вулканогенным образованиям среднего эоцена и частично к Боржомскому флишу. Азотные воды обычно представляют собой пресные термы различного химического состава. Азот в газовых ассоциациях южной зоны ($a=0,9$) имеет в основном атмосферное происхождение [24].

В подземных водах, наряду с основными газовыми компонентами, присутствуют и аксессуарные, из которых следует отметить кислород, водород, гелий, аргон, радон и сероводород [24].

Некоторые вопросы палеогидрогеологии. Первыми геологическими признаками из древних отложений,

дающими материал для палеогеогеологической реконструкции, являются мощные терригенные образования, с включениями плачек карбонатных пород, в геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (дизская серия девона-триаса) и континентально-прибрежная вулканогенно-осадочная толща (нижние туффиты карбона) вокруг Дзирульского и Храмовского массива. Характер этих отложений позволяет заключить, что геосинклинали Южного склона должны были содержать сингенетические седиментационные воды нормальной солености, а в районах отмеченных массивов в это время существовали опресненные морские седиментационные бассейны.

Первоначальная разгрузка и опреснение седиментационных вод в приподнятых участках дизской свиты, по-видимому, были связаны с проявлением древнекиммерийской орофазы.

Мощная толща глинистых сланцев и песчаников лейаса геосинклинали Южного склона, отлагавшаяся в сравнительно неглубоком морском водоеме за счет терригенного материала, на стадии своего формирования содержала седиментационную воду нормальной моря.

Начавшееся в начале байоса интенсивное погружение охватило геосинклинали Южного склона и значительную часть Грузинской глыбы. В пределах Грузинской глыбы на формировании подземных вод, по-видимому, существенно сказался подводный вулканизм, а в геосинклинали Южного склона — процесс внедрения диабазовых жил.

Важную роль в изменении палеогеогеологии сыграла батская орогенетическая фаза — одна из самых крупных в геологической истории Грузии, вызвавшая значительную консолидацию подзоны порфириновой свиты. В результате этой фазы обнажались из под воды значительная часть Грузинской глыбы и южная часть геосинклинали Южного склона. На стыке этих геотектонических единиц образовались опресненные лагуны, в которых отлагались маломощные глинисто-песчаные батские образования, содержащие пресные седиментационные подземные воды.

Андийская орофаза, вызвавшая ингрессии лагун и отложения лагуно-терригенной гипсоносной пестроцветной свиты кимеридж-титона, сыграла в дальнейшем существенную роль в формировании химического состава подземных вод Колхидской низменности.

В результате нижнемеловой трансгрессии и последовавшего за ней устойчивого морского режима формировался водоносный комплекс карбонатных пород неокома. После-

дующая австрийская фаза орогенеза создала в некоторых местах благоприятные условия для формирования и разгрузки неокомского водоносного горизонта. В результате ларамийской фазы, вызвавшей датскую регрессию, значительная часть геосинклинали Южного склона окончательно вышла из-под уровня моря, и начался постепенный промыв палеозойских и юрских образований.

Обширную трансгрессию палеогена, сопровождавшуюся интенсивной вулканической активностью, в Аджаро-Триалетской геосинклинали сменила триалетская орофаза, которая обусловила интенсивный размыв водоносных комплексов в областях Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской геосинклинали.

В пределах Грузинской глыбы и смежных с нею частей Южного склона и Аджаро-Триалетии в результате олигоценовой трансгрессии формировался региональный водоупор — глины и песчаники майкопской серии.

В результате мощной штирийской орогенетической фазы в приподнятую сушу превратились складчатые системы Южного склона и Аджаро-Триалетии, а между ними образовалась межгорная депрессия Грузинской глыбы. С этого времени резко усилилось дренирование водоносных комплексов складчатых систем.

Под влиянием оттической орофазы происходит сильная складчатость, появление новых и обновление ранее существовавших тектонических разрывов, обусловивших усиленную разгрузку подземных вод доплиоценовых отложений складчатой системы Южного склона. В то же время активизация эффузивного вулканизма создала благоприятные условия для локального насыщения водоносных образований углекислотой в Аджаро-Триалетской складчатой системе и на Сомхитской глыбе.

Валахская орофаза, вызвавшая резкое сводное поднятие Главного Кавказа и его отрогов, подъем Аджаро-Триалетии и отдельных районов Грузинской глыбы, образование черноморского гребешка, активизацию глубинных разломов, погружение Колхидской низменности, Алазанской долины и т. д., имела исключительно важное палеогеогеологическое значение для Грузии. Столь сильное изменение палеогеографической обстановки создало весьма благоприятные условия для активной разгрузки подземных вод вообще и вод меловых и третичных образований Черноморского бассейна в особенности. Оживление тектонических разрывов в складчатых зонах и интенсивное поднятие центрального Кавказа

благоприятствовало насыщению углекислотой многих водоносных структур, придающих им современный облик [57].

Зональность подземных вод. Региональным водоупором для всей территории Грузии является поверхность кристаллического субстрата. Глубина его залегания и очертания поверхности определяют направление и характер регионального стока подземных вод. Во всех геотектонических зонах Грузии кристаллический субстрат занимает центральное приподнятое положение, обнажаясь местами из-под осадочного чехла (зона Главного хребта Большого Кавказа, Грузинская и Артвино-Болнисокская глыбы). В пределах Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии кристаллический субстрат находится под осадочным чехлом, на глубине, соответственно, 6—8 км и 10—12 км. Поверхность кристаллического субстрата погружается на западе и на востоке отмеченных структур, достигая наибольших глубин в пределах Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетии и разделяя подземный сток на Черноморский и Каспийский бассейны [57].

В осадочном чехле подземные воды по структурно-литологическим и геоморфологическим условиям имеют довольно сложный, часто нарушенный характер зональности. На территории Грузии И. М. Буачидзе (1958), по принципам Н. К. Игнатовича (1944), с некоторыми дополнениями, выделяет четыре гидродинамических зоны: 1) верхняя зона активного водообмена; 2) зона замедленного водообмена; 3) нижняя зона активного водообмена и 4) зона застойного водного режима или весьма замедленного водообмена [26].

Верхняя зона активного водообмена охватывает зону распространения грунтовых вод, а также включает в себя неглубоко залегающие артезианские горизонты, дренируемые гидрографической сетью. И если грунтовые воды имеют повсеместное распространение, характеризуюсь разными мощностями, то артезианские воды в основном распространены в погруженных депрессиях Грузинской глыбы (Алазанский артезианский бассейн и др.).

Зона замедленного водообмена широко развита во всех гидрогеологических областях. Характер замедленного водообмена обусловлен слабой водопроницаемостью водовмещающих пород, небольшими величинами гидравлического гра-

диента, резким ограничением области питания и разгрузки и т. п. К этой зоне И. М. Буачидзе отнесены глубокозалегающие водоносные горизонты и горизонты, залегающие под верхней зоной активного водообмена и имеющие явные признаки разгрузки. Нижняя часть зоны активного водообмена, как правило, располагается ниже или внутри предыдущей гидродинамической зоны. По данным И. М. Буачидзе, такая азональность обусловлена наличием налегающих друг на друга артезианских горизонтов, имеющих одну область разгрузки, при резкой разнице высоты их питания. Такая картина наблюдается, например, в западнопружинских артезианских бассейнах (Колхидский, Мегрельский и др.), где водоносный горизонт известняков неокома, содержащий гидрокарбонатно-сульфатные слабоминерализованные воды, располагается между водоносными горизонтами палеогеновых и верхнемеловых карбонатных пород и водоносных комплексов юры, содержащих высокоминерализованные хлоридные воды.

Зона застойного водного режима или весьма замедленного водообмена залегает на больших глубинах межгорных прогибов. Нижней ее границей служит поверхность кристаллического субстрата, а верхней — экранирующий водоупор, подстилающий вторую или третью зоны.

Вышеприводимая гидродинамическая зональность хорошо согласуется с гидрогеохимической и выражается в последовательной смене химических типов, в увеличении, за некоторым исключением, минерализации сверху вниз и в сторону движения подземных вод. Вертикальная и горизонтальная гидрогеохимическая зональности для отдельных регионов разные, на чем отдельно остановимся в следующей главе. Здесь лишь отметим, что подземные воды зоны активного (как нижней, так и верхней зон) водообмена в основном представлены пресными разновидностями вод, с минерализацией менее 1—2 г/л. Подземные воды зоны замедленного водообмена — минерализованные воды с минерализацией от 2 до 80 г/л, а подземные воды зоны весьма замедленного водообмена — минерализованные воды и рассолы с минерализацией до 340 г/л.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ И ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА
ПОДЗЕМНЫХ ВОДА. МИКРОЭЛЕМЕНТЫ⁶

Подземные воды зоны замедленного водообмена, как выше было отмечено, в основном представлены двумя⁷ разновидностями газового состава: 1) углекислые и 2) метановые воды.

Углекислые воды распространены как в пределах Большого, так и Малого Кавказа, охватывая их наиболее приподнятые и тектонически раздробленные зоны.

Метановые воды в основном распространены в пределах Грузинской глыбы. Кроме того, они проявляются в погруженных частях складчатых структур Южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской системы.

1. Углекислые воды

Углекислые воды Большого Кавказа. В пределах Большого Кавказа выходы углекислых вод наблюдаются как в зоне Главного хребта, так и Южного склона.

В зоне Главного хребта, представленного в основном кристаллическим субстратом Большого Кавказа, углекислые воды не пользуются большим распространением. Они, как правило, проявляются исключительно в зонах тектонических разломов в верховьях рек Бзыби, Кодори, Ингури и Риони.

⁶ Данная подглава в основном составлена по материалам, собранным автором при исследованиях геохимических особенностей распространения химических элементов в природных водах, большинство которых освещается впервые; также использованы материалы о работах, проведенных разными геологическими организациями и исследователями с целью выявления новых ресурсов минеральных и промышленных вод и нефти.

⁷ Помимо вышеотмеченных подземных вод на территории Грузии также широко распространены (особенно в пределах Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетии) азотные термы. Но эти подземные воды, ввиду того, что представляют нижнюю часть зоны активного водообмена и характеризуются слабоминерализованными типами гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевого состава, рассмотренные микроэлементы содержат в малом количестве (Чихелидзе, 1961). Следовательно, азотные термы Грузии пока не заслуживают большого внимания как возможные редкометальные промышленные воды и в работе не рассматриваются.

Эти воды, за исключением некоторых источников контактовой зоны (Кароби и др.), которые мы рассматриваем в зоне Южного склона, пресные (0,06—2,0 г/л) гидрокарбонатно-кальциевые. При этом с запада на восток (от верховьев р. Бзыби до верховьев р. Риони) наблюдается увеличение минерализации вод и содержания некоторых микрокомпонентов (В, Li и др.). Содержание растворенной углекислоты в этих водах местами доходит до 2 г/л. Для примера приводим химический состав Ачипарского минерального источника, расположенного в верховьях р. Кодори, в области распространения метаморфизированных пород. Li—0,02, K—4,0, Zn—0,01, Fe—15,0, Br—0,01, B—12,5, CO₂—1,87;

$M_{1,14} \frac{HCO_3 \cdot 83Cl17}{Ca61Mg28}$. В отмеченной минеральной воде в довольно

повышенном количестве наблюдаются хлор, железо и бор. Аналогичным химическим составом характеризуются редкие углекислые источники кристаллического комплекса (Цанери — в верховьях р. Ингури и др.), в большинстве случаев углекислые воды представлены пресными водами HCO₃—Ca типа.

Южный склон Большого Кавказа, как отмечалось выше, представляет собой обширную провинцию распространения углекислых вод, которые в основном приурочены к региональным тектоническим нарушениям, имеющим общекавказское распространение, хотя в их появлении большую роль играют также и поперечные разломы как наиболее глубокие и открытые нарушения.

В пределах отмеченной области углекислые воды имеют широкое развитие, охватывая ее центральные и западные части (западнее ущелья р. Алазани до верховьев р. Мзымта включительно)⁸. Выходы углекислых вод приурочены почти ко всем водоносным комплексам (сланцевые и карбонатные отложения юры и нижнего мела) области. Водоносные комплексы между собой не разделены водоупорами, и поэтому между ними существует динамическая связь. В связи с этим, И. М. Буачидзе [26] в своей схеме гидродинамической зональности территории Грузии подземные воды этого региона включает в зону водонапорных систем Южного склона Большого Кавказа. На основании вышеотмеченного, Южный склон Большого Кавказа можно рассматривать как одну целую водонапорную систему.

⁸ Отмеченная провинция вмещает такие известные месторождения углекислых вод, как (с запада на восток) Авадхара, Уцера, Багиати, Казбег, Пасанаури, Важас-цкаро и др.

В пределах распространения углекислых вод на Южном склоне, как отмечалось выше, проявляется горизонтальная и вертикальная зональность, которая характеризуется сменой химического состава в такой последовательности $\text{HCO}_3\text{—Ca} \rightarrow \text{HCO}_3\text{—Na} \rightarrow \text{HCO}_3\text{—Cl—Na} \rightarrow \text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ [28]. В центральной высоко приподнятой части области (верховья рек Ингури, Риони и Терек) эти воды в основном представлены пресными типами $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{—Na}$ состава. В сторону западного и особенно восточного погружения структур минерализация вод постепенно увеличивается, и воды становятся $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$. Отмеченный характер региональной зональности углекислых вод местами нарушен под влиянием мощных тектонических нарушений, обуславливающих разгрузку подземных вод с больших глубин.

Микроэлементный состав углекислых вод Южного склона Большого Кавказа имеет многообразный вид, хорошо согласующийся с химическим составом вод и литолого-структурным характером водовмещающих пород. Характерные параметры содержания компонентов химического состава углекислых вод приведены в табл. 3, из которой следует, что, помимо общего повышенного регионального содержания микроэлементов, в углекислых водах местами наблюдается довольно высокое их содержание.

На общем фоне содержания микроэлементов в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа выделяются отдельные участки и районы с повышенным их содержанием, краткое описание которых приведено ниже.

Район Авадхарских минеральных вод расположен в высокогорной части (1600 м) Абхазской АССР, в бассейне р. Авадхара. Структура Авадхарского участка развита на фоне сложного синклинория широтного простирания, в пределах которого отложения лейаса смяты в изоклинные, опрокинутые на юг, складки.

Полоса выходов углекислых вод прослеживается на расстоянии 4—5 км, вдоль простирания тектонических структур. Выходы углекислых вод приурочены к аллювиальным и флювиогляциальным отложениям в пойме р. Авадхара. Содержание углекислоты варьирует в пределах 0,3—1,8 г/л. По химическому составу вода $\text{HCO}_3\text{—Na}$ с минерализацией 2,4 г/л. Разведочными работами на участке Авадхара выведены на поверхность минерализованные (до 17 г/л) углекислые воды (табл. 4). Здесь хорошо замечается вертикальная и горизонтальная зональность с глубиной, и в сторону западного погружения увеличивается общая минерализация воды.

Характерные показатели компонентов химического состава углекислых вод Южного склона Большого Кавказа ($n=112$)

Статистические параметры	Химические компоненты												
	pH**	M*	(Na+K)**	Ca**	Mg**	Cl*	SO ₄ *	HCO ₃ *	Rb**	Cs**	Si**	Li*	B*
Выборочное среднее	6,5	7614,4	3226	1600	118,8	1169,2	27,6	4039,2	0,1356	0,105	0,808	4,854	77,5
Доверительный интервал	6,43 6,57	6327 9164	2350 -4420	1330— -1920	98 -140	1220 -2340	23 33	3420 -4770	0,098 0,186	0,0823 0,1344	0,7441 -0,8773	3,4274 -6,8743	59,3 -101,26
Выборочная дисперсия (S ²)	0,004	0,99	2,82	0,99	1,0	2,99	0,96	0,80	2,93	1,73	0,20	3,46	2,05
Асимметрия (A)	+0,61	0,46	0,94	-2,64	0,1	0,04	+0,16	-0,95	+0,86	-0,43	+2,52	-0,55	-0,18
Экссесс (E)	+2,28	+0,30	+0,63	+16,29	+1,69	-0,79	-0,29	+1,59	-0,68	+2,27	+8,21	-0,61	-0,53

Примечание: для всех аналогичных и корреляционных таблиц содержание компонентов дано в мг/л. Компоненты без отметок — с нормальным законом распределения; с отметками * — с логарифмически-нормальным законом распределения; ** — компоненты, не подчиняющиеся нормальному и логарифмически-нормальному законам распределения. Генеральное среднее последних оценено неравенством Чебышева (Пустыльник, 1968). Доверительные интервалы генеральной средней оценены при уровне значимости 5%.

Таблица 4

Химический состав углекислых вод месторождения Авадхара

Компоненты и показатели	Буровая 4	Буровая 1	Буровая 6 ^а	Буровая 10
Li ⁺ мг/л	3,28	1,35	1,2	0,39
Na ⁺	4249	1350	1600	240
K ⁺	—	34	47	17,5
Rb ⁺	—	0,1	0,05	0,04
Cs ⁺	0,12	0,02	0,04	—
Ca ²⁺	42,0	179	189	346
Mg ²⁺	190	63	36	30
Cl ⁻	174	74	24	56
SO ₄ ²⁻	5	14	16	14
HCO ₃ ⁻	12078	4270	5263	2379
B	76,7	156,9	62,8	41,5
As	0,6	1,0	0,25	0,12
pH	7	6,8	6,6	6,6
Еh, mv		+240	+250	+240
Формула химического состава	$M_{16,8} \frac{HCO_3 98}{Na 91}$	$M_{6,2} \frac{HCO_3 93}{Na 80 Ca 12}$	$M_{7,2} \frac{HCO_3 99}{Na 85}$	$M_{3,3} \frac{HCO_3 55}{Na 50 Ca 42}$

Таблица 5

Химический состав редкометалльных углекислых вод Центральной части Большого Кавказа

Компоненты и показатели	Грифон 1	Грифон 2	Грифон 3	Грифон 4
Li ⁺ мг/л	21,5	29,0	12	19
Na ⁺	1200	1330	750	1800
K ⁺	140	210	80	420
Rb ⁺	1,1	0,95	0,96	1,2
Cs ⁺	2,5	3,0	2,5	3,3
Ca ²⁺	324	188	180	64
Sr ²⁺	0,5	—	—	—
Mg ²⁺	72	47	46	72
Cl ⁻	1759	1316	1086	831
SO ₃ ²⁻	7	5,3	4,5	9,0
HCO ₃ ⁻	2000	1098	1000	2928
B	394,8	364	281,8	396
pH	6,3 Br—3,0;	9,1	7,0	7,4
Eh; mv	+214 J—0,3	+ 220	—	—
Формула химического состава	$M_{5,9} \frac{Cl\ 60\ HCO_3\ 40}{Na\ 73\ Ca\ 20}$	$M_{4,5} \frac{Cl\ 68\ HCO_3\ 32}{Na\ 77\ Ca\ 17}$	$M_{3,4} \frac{Cl\ 65\ HCO_3\ 35}{Na\ 73\ Ca\ 19}$	$M_{5,5} \frac{HCO_3\ 67\ C\ 33}{Na\ 87}$

Из микроэлементов в углекислых водах Авадхара повышенным содержанием характеризуются бор (от 22 до 157 мг/л), литий (от 0,1 до 3,1 мг/л), мышьяк (от 0,1 до 1 мг/л) и др. Среди других микроэлементов следует отметить незначительное повышение содержания в водах цезия (до 0,04 мг/л) и ртути (до 0,005 мг/л). Здесь следует заметить, что на западном продолжении отмеченной полосы, в районе Красной поляны (за пределами республики) наблюдаются выходы углекислых $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ вод с более высоким (до 3 мг/л) содержанием мышьяка и других компонентов [87].

Участок Кароби. Выходы углекислых вод верховьев р. Киртишо (Верхняя Рача) пространственно приурочены к зоне надвига кристаллического субстрата Большого Кавказа на нижнеюрские сланцы. Помимо Главного надвига, на этом участке наблюдаются проявления дацитовых неонинтрузивов, сильное гидротермальное изменение и скарнирование гранитоидов и глинистых сланцев и т. д., что свидетельствует о наличии здесь мощного узла пересечения глубинных тектонических нарушений. Учитывая, что отмеченные контактовые явления не могли быть вызваны обнажающимися дацитовыми телами, (Г. И. Харашвили и Т. Г. Казахавили 1974) допускается залегание на глубине более крупного интрузивного тела.

Химический состав сильно газирующей (CO_2 —до 2,5 г/л) воды этого участка $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$, с повышенной (относительно окружающих углекислых вод района) минерализацией—до 6 г/л. Среди макроэлементов в этих водах особенно повышено содержание хлора, калия, гидрокарбоната и натрия. Эти воды исключительно обогащены редкими микроэлементами, среди которых следует отметить цезий (до 4 мг/л), литий (до 30 мг/л), бор (до 400 мг/л) и др. (табл. 5) [47, 91, 122]. Такое высокое содержание РЩЭ и В в углекислых водах вообще аномально, тем более для вод с минерализацией до 6 г/л. На вопросах обогащения этих углекислых вод отмеченными микроэлементами более детально остановимся в следующей, IV главе.

Месторождение Уцера расположено в долине р. Риони, на абсолютной высоте 1000 м. Район разгрузки углекислых минеральных вод в геологическом отношении представляет собой исключительно сложный участок, именуемый Уцерским тектоническим узлом (П. Д. Гамкрелидзе). Здесь, вдоль многочисленных разрывов, имеющих разные амплитуды и протяженность, соприкасаются друг с другом породы лейасского, байосского, верхнеюрского, мелового и

эоценового возрастов. Сложностью тектонического строения обусловлена многочисленность грифонов минеральной воды, характеризующейся обилием свободного углекислого газа и обогащенностью редкими элементами [214].

На Уцера месторождении выделяются два основных типа вод: $\text{HCO}_3\text{—Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{—Na}$. Первый тип, с характерной минерализацией до 7 г/л, развит в верхней сильно трещиноватой зоне, в полосе смешения содовых вод с грунтовыми водами. Минерализованная $\text{HCO}_3\text{—Na}$ вода поднимается с больших глубин по тектоническим системам трещиноватости. Помимо естественных выходов этих вод (источник «Гверита» и др.), на участке месторождения с помощью бурения (до 500 м) получены минерализованные (до 28 г/л) воды $\text{HCO}_3\text{—Na}$ состава, с содержанием хлора (7%) и большим количеством углекислоты (3,5 г/л). Из микроэлементов исключительно высоким содержанием отмечается бор (до 500 мг/л), что является почти максимумом для подземных вод Грузии (табл. 6). Кроме того, в этих водах в повышенном количестве встречается литий (до 10 мг/л). Содержание других микроэлементов повышено незначительно.

На месторождении Уцера довольно отчетливо наблюдается вертикальная гидрогеохимическая зональность: с повышением минерализации в водах повышается содовая составляющая часть, сопровождающаяся увеличением в водах содержания бора, лития и других микроэлементов.

Участок Урави. В верхней Раче, кроме вышеотмеченных углекислых вод Кароби, $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ воды имеют широкое распространение в среднем течении реки Риони и ее правого притока Лухуни. Основные выходы этих вод наблюдаются в полосе развития параллельных Главному надвику региональных разрывов и антиклинальных структур, среди которых выделяются Урави—Хидешлебские, Гадамши—Гарульские и Онские полосы. Среди вышеотмеченных следует выделить минерализованные (до 27 г/л) мышьяксо-державшие воды района с. Урави.

Минеральные источники отмеченного участка приурочены к глинистым сланцам верхнего лейаса, а их выходы находятся в непосредственной близости от известного реальгар-аурипигментового месторождения Лухуни. В отмеченных $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ водах среди микроэлементов повышенным содержанием отличаются мышьяк и литий (табл. 7). Следует особенно отметить высокое (до 6 мг/л) содержание мышьяка в этих водах, являющееся аномальным для углекислых вод Южного склона Большого Кавказа [83]. Содержание этих и других микрокомпонентов в углекислых водах этого района

Таблица 6

Химический состав HCO_3^- —Na углекислых вод месторождения Уцера

Компоненты и показатели	Источник «Гверчга»	Источник «Гогнас-цкаро»	Буровая 17	Буровая 20
Li ⁺ мг/л	3,9	4,4	5,0	8,1
Na ⁺	2400	2600	4700	3700
K ⁺	68,2	98,7	190	121
Rb ⁺	0,26	0,4	0,24	0,34
Cs ⁺	0,16	0,38	0,13	0,13
Ca ²⁺	172	73	182	53
Sr ²⁺	—	0,6	—	—
Mg ²⁺	133	91	219	176
Cl ⁻	468	601	815	702
Br ⁻	1,0	0,5	1,0	—
J ⁻	0,1	0,1	0,1	—
SO ₄ ²⁻	16	17	6	7
HCO ₃ ⁻	7350	8052	14030	11087
B	360	369,6	379	443,9
As	—	0,04	—	0,04
pH	6,8	6,9	8,18	6,8
Eh, mv	+ 206	+ 218	+ 290	+ 214
Формула химического состава	$M_{10 \cdot 8} \frac{\text{HCO}_3 90}{\text{Na } 85}$	$M_{12} \frac{\text{HCO}_3 88 \text{ Cl } 11}{\text{Na } 93}$	$M_{20 \cdot 53} \frac{\text{HCO}_3 90}{\text{Na } 89}$	$M_{16 \cdot 2} \frac{\text{HCO}_3 90}{\text{Na } 91}$

Таблица 7

Химический состав мышьяксодержащих углекислых вод Урви

Компоненты и показатели	Источник 1	Источник 2	Источник 3	Источник 4
Li ⁺ мг/л	4,7	5,0	7,2	4,8
Na ⁺	7500	3700	7707	3919
Rb ⁺	0,54	0,2	0,6	0,2
K ⁺	117	60	163,5	83,1
Cs ⁺	0,19	0,1	0,2	0,1
Ca ²⁺	35	138	90	120
Mg ²⁺	149	179	220	190
Cl ⁻	3476	4924	5680	4220
SO ₄ ²⁻	43	23	30	20
HCO ₃ ⁻	5721	1695	12220	4490
B	35,1	59,2	130,2	71,1
As	2,5	0,3	6,0	5,0
pH	8,3	6,9	7,1	6,9
Eh, mv	—	+ 228	+ 248	+ 242
Формула химического состава	$M_{17,1} \frac{Cl_{46}HCO_3_{44}}{Na_{93}}$	$M_{10,8} \frac{Cl_{18}HCO_3_{17}}{Na_{87}}$	$M_{26,3} \frac{HCO_3_{55}Cl_{44}}{Na_{92}}$	$M_{13,1} \frac{Cl_{62}HCO_3_{38}}{Na_{87}}$

хорошо согласуется с минерализацией вод и концентрацией ионов Na^+ , Cl^- , HCO_3^- .

Багиатское месторождение минеральных вод расположено в ущелье р. Большой Лиахви, на абсолютной высоте 1370 м. Район месторождения сложен карбонатными флишевыми отложениями верхней юры, образующими северное крыло Багиатско-Бакартской антиклинали.

На участке Багиатского месторождения в верхней гидродинамической зоне углекислые воды представлены пресными (до 3 г/л) типами гидрокарбонатно-кальциевого состава. С помощью неглубоких (до 150 м) буровых скважин получена углекислая минерализованная (до 15 г/л) гидрокарбонатно-натриевая вода (табл. 8). Местами (скв. 6) в минеральных водах содержание хлора повышено, и вода представлена $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ типом.

Углекислые HCO_3-Na воды Багиатского месторождения не отличаются высоким содержанием микроэлементов. Среди других компонентов более повышенным содержанием выделяется бор (до 76 мг/л). Содержание лития в этих водах также повышено, достигая местами 3 мг/л. В сравнении с вышеотмеченными водами также повышено содержание стронция (табл. 8). Повышение отмеченных компонентов более или менее хорошо согласуется с повышением минерализации углекислых вод. Кроме отмеченного, повышенным содержанием бора и лития выделяются многие углекислые источники в верховьях р. Лиахви (Абано, Кешельта, Кемульт и др.).

Пасанаурское месторождение находится в ущелье р. Мтиулетской Арапви. Тектонически оно расположено в Шовско-Пасанаурской подзоне Местиа-Тианетской зоны Южного склона Большого Кавказа. Оно приурочено к терригенным отложениям нижнемелового флиша, представленным кварцевыми песчаниками и глинистыми сланцами, слагающими в районе Пасанаури две антиклинальные складки.

В результате бурения установлено, что на этом участке до глубины 500 м в трещиноватой зоне терригенных отложений формируются минерализованные (до 16 г/л) $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ воды. Минерализация этих вод колеблется в пределах от 0,6 до 16 г/л, при этом с глубиной наблюдается ее закономерное увеличение. Содержание углекислоты в водах доходит до 2 г/л, в спонтанной форме она занимает около 97%, лишь в некоторых скважинах (скв. 9, 14) в значительном количестве присутствуют азот (22%) и метан (13%).

Содержание микроэлементов в водах Пасанаурского месторождения довольно повышенное. В этом отношении выде-

Таблица 8

Химический состав углекислых вод Багиатского месторождения

Компоненты и показатели	Буровая 1	Буровая 5	Буровая 6	Буровая 3
Li+ мг/л	2,9	2,5	1,1	3,3
Na+	1500	1500	1900	2800
K+	30	26	25	32
Rb+	0,07	0,05	0,03	0,1
Cs+	0,1	0,11	—	0,14
Ca ²⁺	198	166	15	132
Str ²⁺	1,5	1,7	—	1,7
Mg ²⁺	95	176	7	86
Cl ⁻	919	1955	2085	876
SO ₄ ²⁻	31	4	9	23
HCO ₃ ⁻	5071	10640	2208	4562
B	48	48	32	76
As	0,06	0,01	0,01	0,01
pH	6,5	6,8	8,1	6,4
Eh, mv	+ 220	+ 200	+ 210	+ 250
Формула химического состава	$M_{7,9} \frac{HCO_3 76 Cl 24}{Na 84}$	$M_{14,8} \frac{HCO_3 76 Cl 23}{Na 90}$	$M_{8,3} \frac{Cl 58 HCO_3 36}{Na 99}$	$M_{8,6} \frac{HCO_3 75 Cl 25}{Na 86}$

ляется бор (до 130 мг/л) и частично литий (до 7 мг/л) (табл. 9). Обращает на себя внимание повышенное содержание в этих водах таких компонентов, как йод, бром, стронций. По всей вероятности, они парагенетичны с газами органического происхождения (метан, азот и др.), содержание которых в некоторых буровых скважинах значительно повышено [24]. Содержание микроэлементов хорошо увязывается с общей минерализацией углекислых вод.

Важасцкаройское месторождение углекислых вод находится в ущелье р. Пшавской Арапви (в той же геотектонической подзоне). Оно приурочено к известковистым и сланцево-мергелистым отложениям нижнемелового карбонатного флиша.

На участке месторождения естественные выходы минеральных вод представлены маломинерализованными (до 2 г/л) водами гидрокарбонатно-кальциевого состава. Неглубоким (до 150 м) бурением выявлены минерализованные (до 38 г/л) гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды, богатые углекислотой (2 г/л), содержание которой в спонтанной фазе колеблется в пределах 94—99% [24]. Здесь, так же как на предыдущих месторождениях Южного склона, хорошо наблюдается вертикальная гидрогеохимическая зональность.

Отмеченная гидрогеохимическая зональность месторождения Важас-цкаро отражается в содержании микроэлементов в водах. Это особенно наглядно на примере бора и лития, содержание которых в маломинерализованных водах незначительное, а в минерализованных $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ углекислых водах высокое (бор—до 250 мг/л, литий — до 21 мг/л) (табл. 10). Среди других микроэлементов особенно следует выделить мышьяк, содержание которого в углекислой воде буровой скважины 9 исключительно высоко (3 мг/л). Интересно отметить, что в углекислых водах других буровых скважин месторождения содержание мышьяка незначительное и почти фоновое (табл. 10). Отмеченное обстоятельство наводит на мысль о локальном характере источника мышьяка в углекислых водах [83].

Таким образом, обогащенные бором и литием углекислые воды Пасанаури и Важас-цкаро приурочены к вытянутой в широтном направлении полосе регионального тектонического разлома, которую можно рассматривать как перспективный район в отношении возможного накопления редкометалльных промышленных вод.

Район Хевсуретии. В верховьях р. Хевсуретской Арапви наблюдается множество выходов минерализованных хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных

Таблица 9

Химический состав углекислых вод месторождения Пасанаури

Компоненты и показатели	Буровая 9	Буровая 14	Буровая 4
Li ⁺ мг/л	2,2	0,6	2,0
Na ⁺	1550	4400	4449
K ⁺	20	66	—44
Rb ⁺	0,04	0,15	—
Cs ⁺	—	—	—
Ca ²⁺	60	100	166,2
Str ²⁺	1,1	9	—
Mg ⁺	38	124	122
Cl ⁻	1708	5850	4534
J ⁻	2,0	3,0	1,6
Br ⁻	6,0	10,0	10,0
SO ₄ ²⁻	32	—	4,2
HCO ₃ ⁻	3050	4928	5343,6
B	46,4	93,6	129,5
As	0,1	—	—
pH	6,8	7,4	6,8
Eh, mv	+ 60	+ 85	—
Формула химического состава	M _{6,5} $\frac{\text{HCO}_3 59 \text{Cl} 47}{\text{Na} 99}$	M _{15,6} $\frac{\text{Cl} 67 \text{HCO}_3 33}{\text{Na} 93}$	M _{14,8} $\frac{\text{Cl} 59 \text{HCO}_3 41}{\text{Na} 90}$

натриевых углекислых вод. Минеральные источники этой группы приурочены к трещинам смещения и плоскостям напластования песчаных и глинистых сланцев верхнего лейаса и проявляются малодебитными струями, в интервале абсолютных высот 1700—2100 м. Для источников этой группы степень минерализации вод изменяется в больших пределах: от 5 до 37 г/л. Количество растворенной углекислоты составляет 0,3—1,3 г/л. Температура варьирует от 6 до 13°C.

Содержание микроэлементов в углекислых водах Хевсуретии значительно повышено, особенно выделяется бор (до 400 мг/л). Из РЩЭ литий характеризуется своим постоянно повышенным (до 11 мг/л) содержанием (табл. 11). Также повышено содержание цезия и рубидия, местами оно превышает 1 мг/л. Мышьяк здесь также, как и в углекислых водах месторождения Ваяс-цкаро, содержится в повышенном количестве (до 3 мг/л).

В распространении обогащенных редкими металлами подземных вод Хевсуретии замечается закономерность в их приуроченности к определенным тектоническим швам обще-

Таблица 10

Химический состав $\text{HCO}_3 - \text{Cl} - \text{Na}$ углекислых вод месторождения Ваяс-цкаро

Компоненты и показатели	Буровая 3	Буровая 4	Буровая 9	Буровая 12
Li^+ мг/л	10,0	10,6	12	20,5
Na^+	5100	3400	6400	5800
K^+	52	47	72	150
Rb^+	0,15	0,12	0,46	0,23
Cs^+	0,07	0,07	0,11	0,09
Ca^{2+}	118	142	158	336
Sr^{2+}	2,2	2,3	1,5	1,7
Mg^{2+}	237	233	176	290
Cl^-	3584	2895	3331	5612
I^-	0,85	—	1,6	—
Br^-	0,5	—	3,5	8
SO_4^{2-}	2	3	3	3
HCO_3^-	8174	6514	7539	11102
B	140	112	138,6	246,4
As	0,04	0,04	3	0,12
pH	6,9	6,5	6,7	6,8
Eh.mv	+ 234	+ 232	+ 230	+ 230
Формула химического состава	$M_{17,4} \frac{\text{HCO}_3 57 \text{Cl} 43}{\text{Na} 89}$	$M_{13,4} \frac{\text{HCO}_3 56 \text{Cl} 44}{\text{Na} 85}$	$M_{17,8} \frac{\text{HCO}_3 57 \text{Cl} 43}{\text{Na} 90}$	$M_{23,5} \frac{\text{HCO}_3 54 \text{Cl} 46}{\text{Na} 88}$

Таблица 11

Химический состав редкометалльных углекислых вод Хевсуретии

Компоненты и показатели	Источник 1	Источник 2	Источник 3	Источник 4
Li ⁺ мг/л	10,4	6,7	10	5
Na ⁺	7000	4000	6400	5000
K ⁺	80	59,4	45,6	57,2
Rb ⁺	0,66	0,48	0,17	0,32
Cs ⁺	1,56	0,65	—	0,72
Ca ²⁺	95	158	67	193
Sr ²⁺	0,8	—	—	—
Mg ²⁺	128	113	213	136
Cl ⁻	8378	4743	4520	4996
SO ₄ ²⁻	7	13	2	4
HCO ₃ ⁻	7978	4636	11199	7100
B	399	231	173,6	232,4
As	0,01	0,02	3,0	2,5
pH	6,9	6,8	7,1	6,6
Eh, mv	+ 246	+ 250	+ 246	+ 202
Формула химического состава	$M_{24,1} \frac{Cl64HCO_336}{Na96}$	$M_{14,0} \frac{Cl64HCO_336}{Na92}$	$M_{22,6} \frac{HCO_359Cl41}{Na93}$	$M_{17,8} \frac{Cl55HCO_345}{Na91}$

кавказского простиранья. Общехарактерная закономерность для углекислых вод Южного склона Большого Кавказа — увеличение содержания редких металлов с повышением минерализации, за некоторым исключением свойственная и водам этого района [91].

Углекислые воды Малого Кавказа. В пределах южной зоны газоносности углекислые воды в основном проявляются в центральной части, охватывая районы Аджаро-Триалетской системы и Артвино-Болнисской глыбы.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе углекислые воды, развитые в породах палеогенового и мелового возраста, проявляются в центральной и западной частях области. Эти воды, представленные в основном $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ типами, в сравнении с углекислыми водами Южного склона Большого Кавказа, слабо обогащены микроэлементами.

Характерное содержание компонентов химического состава углекислых вод Аджаро-Триалетии приведено в табл. 12. Как видно из приводимой таблицы, содержание микроэлементов в этих водах незначительное, среди них сравнительно повышенными концентрациями выделяются бор и частично литий.

По содержанию микроэлементов в углекислых водах здесь выделяются три района: центральный и погруженные западная и восточные части. В центральной части региона, где в основном развиты $\text{HCO}_3\text{—Na}$ углекислые воды типа «Боржом», содержание микроэлементов невысокое (бор — до 8 мг/л, литий — до 1 мг/л и т. д.). В сторону западного и восточного погружения структур, вокруг отмеченного участка, проявляются сравнительно минерализованные $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ воды (Саирме, Цинубани и др.), характеризующиеся более повышенным содержанием микроэлементов (табл. 13).

Для углекислых вод Аджаро-Триалетии, помимо вышеотмеченного, характерно довольно повышенное содержание йода и брома. Содержание брома (22 мг/л) в водах в погруженных частях отмеченного региона местами (уч. Амаглеба) превышает содержание бора (12 мг/л). В связи с этим, здесь следует отметить, что углекислые хлоридно-натриевые (M—HCl) воды участка Амаглеба, представляющего собой крайнюю северо-западную часть этой углекислой провинции, по-видимому, являются как бы переходной группой между углекислыми водами Аджаро-Триалетии и метановыми водами Грузинской глыбы. Подтверждением вышеотмеченного является и газовый состав минеральных вод Амаглеба, кото-

Характерные показатели компонентов химического состава углекислых

Х и м и ч е с к и е						
Статистические параметры	pH	M	Na + K	Ca*	Mg**	Cl*
Выборочное среднее	6,66	5521,9	1275,9	218,7	164,6	365,3
Доверительный интервал	6,49 6,83	5520,5 -5523,3	1275,5 -1276,3	128,8 -363,1	89,1 -302,0	182,0 -707,9
Выборочная дисперсия (S ²)	0,05	9,54	0,75	1,29	1,8	2,15
Асимметрия (A)	-0,75	+0,29	+0,35	+0,96	+1,61	-0,77
Экссесс (E)	-0,03	-1,07	-1,1	+1,98	+2,27	-0,12

Примечание: содержание компонентов дано в мг/л.

рый, по данным Г. И. Буачидзе и Б. С. Мхеидзе [24], имеет следующий вид: H₂S + CO₂—66%, CH₄—18%, N₂—15,6 O₂—0,4%.

В пределах Артвино-Болнисской глыбы углекислые воды, развитые в мио-плиоценовых, эоценовых и верхнемеловых отложениях, проявляются в западной (район Вардзия—Нокалакеви) и восточной (район Болниси) ее частях. Среди этих углекислых вод в отношении содержания микроэлементов определенный интерес представляет район Вардзия—Накалакеви.

Вардзинское месторождение углекислых минеральных вод расположено на северо-западной периферии Артвино-Болнисской глыбы у границы ее с Аджаро-Триалетской складчатой системой. Естественные выходы слабоминерализованных (0,5—1,6 г/л) углекислых гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод наблюдаются на правом берегу р. Куры и приурочены к сводовой части Вардзийской антиклинали, сложенной породами киситибской свиты мио-плиоцена. На участке месторождения с помощью буровых скважин из вулканогенных отложений среднего эоцена получена минерализованная (до 14 г/л) термальная вода (до 41°C) гидрокар-

вод Аджаро-Триалетской складчатой системы (n=21)

к о м п о н е н т ы							
SO ₄ *	HCO ₃	Rb	Cs	J*	Br*	B*	Li*
34,4	3712	0,0242	0,0151	0,97	3,597	11,76	1,0202
12,6 -93,3	3711,2 -3712,8	0,0233 -0,051	0,0146 0,0155	0,525 1,778	1,51 -8,796	7,69 -17,78	0,6761 -1,549
4,86	3,05	0,0004	0,0002	1,8	2,22	0,85	0,8
+0,37	+0,08	-0,02	+0,24	-0,07	-0,53	+0,01	-0,005
-1,07	-1,13	-1,86	-1,78	-0,007	0,03	-0,17	-1,25

бонатно-хлоридно-натриевого состава. Здесь четко наблюдается вертикальная гидрогеохимическая зональность: повышение глубины сопровождается увеличением минерализации и хлоридности вод.

Ниже (по течению р. Куры) описанного участка, у с. Накалакеви, на правом берегу реки выходит группа теплых (24°C) углекислых вод гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава. Здесь бурением, с глубины 151—340 м, из известняков верхнего мела получены мощные фонтаны горячей (до 43°C) воды, насыщенной углекислотой (до 2 г/л). Степень минерализации и состав воды почти одинаковы с показателями естественного выхода.

Углекислые воды участков Вардзия-Накалакеви как по химическому составу, так и по содержанию микроэлементов, резко отличаются от вод Аджаро-Триалетской системы (табл. 14). В углекислых водах Вардзия-Накалакеви значительно повышено содержание бора (до 100 мг/л) и рубидия (до 1 мг/л). Кроме того, в углекислых водах Накалакеви наблюдается довольно повышенное содержание мышьяка [83]. При этом, за некоторым исключением, замечается влияние общей минерализации на содержание бора, рубидия, лития и т. д.

Таблица 13

Химический состав углекислых вод Аджаро-Триалетской складчатой системы

Компоненты и показатели	Набеглави (P ₂)	Саирме (P ₂₊₁)	Боржоми (K ₂)	Цинубани (P ₂₊₁)	Зваре (K ₂)	Ахалцихе (P ₂ ²)
Li ⁺ мг/л	—	1,66	0,98	1,5	—	0,6
Na ⁺	466,2	2025	1463,8	3064,7	784	900
K ⁺	—	0,02	35,7	—	—	102
Rb ⁺	—	0,012	0,05	—	—	—
Cs ⁺	—	—	0,02	—	—	—
Ca ²⁺	88	350	104	30	203	188
Sr ²⁺	2,6	—	5,7	—	—	6
Mg ²⁺	54,6	200	45,2	112	30	1028,2
Cl ⁻	35,5	785	383,4	1842,4	620	419,6
J ⁻	2,5	1,7	0,3	0,9	1,7	0,1
Br ⁻	14,8	7,9	1,0	5,3	4,8	0,9
SO ₄ ²⁻	51	180	0,8	1051	10	500,2
HCO ₃	1708	5870	3855,2	5563,2	1800	7088,2
B	42,4	47,7	6,5	18,8	15,6	10,1
pH	6,7	6,6	6,8	6,9	6,7	7
Формула химического состава	M ₂ ⁴ $\frac{\text{HCO}_3 93}{\text{Na}70\text{Mg}15}$	M ₉ ⁴ $\frac{\text{HCO}_3 79\text{Cl}17}{\text{Na}72\text{Ca}14}$	M ₅ ⁹ $\frac{\text{HCO}_3 85}{\text{Na}86}$	M ₁₁ ⁸ $\frac{\text{HCO}_3 63\text{Cl}36}{\text{Na} 92}$	M ₃ ⁵ $\frac{\text{HCO}_3 62\text{Cl}37}{\text{Na}72\text{Ca}21}$	M ₁₀ ³ $\frac{\text{HCO}_3 84}{\text{Mg}61\text{Na}31}$

Таблица 14

Химический состав углекислых вод Вардзия-Накалакеви

Компоненты и показатели	Накалакеви, буровая 7	Вардзия, буровая 10	Накалакеви, буровая 9	Вардзия, буровая 16
Li+	0,5	0,72	1,18	0,2 2739,7
Na+	2582,2	3509,8	2916,9	
K+	199	219,9	104,3	—
Rb+	0,18	0,05	0,8	—
Cs+	0,02	0,01	0,05	—
Ca ²⁺	344	300	174	104,2
Mg ²⁺	122,3	252,3	126,4	143,2
Cl ⁻	1678,3	2994,4	1757,3	1704
J ⁻	0,7	0,9	0,7	—
Br ⁻	2,3	3	2,4	—
SO ₄ ²⁻	117,5	788,3	497,3	487,2
HCO ₃ ⁻	5392,4	5802,2	5612	2754,8
B	30	20	30	99,3
As	1,9	—	0,8	—
pH	7	6,9	7	6,6
	T 41°C	T 41°C	T 38°C	
Формула химического состава	$M_{10}^6 \frac{HCO_3 61 Cl 32}{Na 77 Ca 12}$	$M_{13}^9 \frac{HCO_3 49 Cl 48}{Na 78}$	$M_{11}^4 \frac{HCO_3 60 Cl 32}{Na 84}$	$M_6^6 \frac{Cl 47 HCO_3 44}{(Na + K) 83 Mg 12}$

Сравнительно с другими микрокомпонентами, как выше было отмечено, в углекислых водах более высоким содержанием выделяется бор.

2. Метановые воды

В пределах Грузинской глыбы, в связи с наличием здесь закрытых и глубокопогруженных структур, преимущественное развитие имеют метановые воды. Сравнительно малым распространением пользуются метановые воды в пределах складчатых зон Южного склона Большого Кавказа и Аджара-Триалетии.

Подземные воды артезианских бассейнов Грузинской глыбы в зоне замедленного водообмена представлены минерализованными хлоридно-натриевыми («нефтяные воды»)⁹ водами и рассолами хлоридного натриевого и кальциевого состава. Эти, в основном пластовые, воды обогащены йодом, бромом, бором и другими микрокомпонентами. Характерные содержания компонентов химического состава метановых вод и рассолов приведены в табл. 15. Помимо общехарактерного содержания микрокомпонентов (в пределах доверительного интервала), на отдельных участках развития отмеченных вод и рассолов наблюдаются высокие (аномальные) содержания этих компонентов, краткое описание которых приводится ниже.

Высокоминерализованные воды и рассолы распространены в основном в западной погруженности Грузинской глыбы, где вдоль северного края глыбы, от центральной части Абхазии до долины р. Арапви, в порфиритовой свите байоса во многих пунктах наблюдаются выходы хлоридных кальциевых вод (рассолов). Особенно выделяется западная часть этой полосы, где вдоль края, сложенного известняками нижнего мела, выходят высокоминерализованные (от 50 до 250 г/л) воды указанного состава (Луѓела и Окуми). Эти воды отличаются от вод восточных участков (Цхункури, Меквена, Парцханаканеби) повышенным содержанием брома до 300 мг/л (табл. 16). В этих водах также повышено содержание многих микроэлементов, среди которых следует отметить литий, стронций и др. В районе г. Очамчире скважиной из соленосных отложений верхней юры, с глубины 3290 м, бы-

⁹ В группу «нефтяных вод» нами объединяются метановые подземные воды нефтеносных площадей и схожие с ними воды.

Таблица 15

Характерные показатели компонентов химического состава метановых вод Грузинской глыбы (n=71)

Статистические параметры	Химические компоненты											
	pH	M**	Na+K**	Ca*	Mg*	Cl**	SO ₄ *	HCO ₃ *	J**	Br*	B*	Na/Cl**
Выборочное среднее	7,39	41,629	12,58	2,23	0,69	25,41	1,68	1,55	0,02346	0,0548	0,0435	0,387
Доверительный интервал	7,27 - 7,51	31,0 - 55,87	9,44 - 16,76	1,4 - 3,5	0,43 - 1,1	18,7 - 34,6	0,9 - 3,14	1,0 - 2,33	0,0163 - 0,0396	0,0392 - 0,0766	0,03 - 0,06	0,34 - 0,43
Выборочная дисперсия (S ²)	0,32	1,53	1,46	3,8	3,97	1,7	6,88	2,95	2,3	1,99	2,09	0,26
Асимметрия (A)	0,1	- 0,89	- 0,88	+0,82	0,5	0,91	+0,58	0,72	-0,93	- 0,21	0,39	2,08
Экссесс (E)	+0,19	+1,88	+1,07	+0,97	-0,42	+1,99	-0,32	+0,62	+0,09	- 0,32	+0,08	+6,23

Примечание: содержание компонентов дано в г/л.

ла получена высокоминерализованная (330 г/л) хлоридная кальциево-натриевая вода, содержащая около 700 мг/л брома и 49 мг/л-лития [108].

В Мегрельской депрессии и прилегающих к ней районах, к юго-западу от полосы Окуми-Лугела, водоносный комплекс байоса погружается под водоупорную пестроцветную свиту верхней юры и, ввиду изолированности от вышележащих отложений нижнего мела, должен содержать высокоминерализованные бромные и литиевые воды хлоридного, кальциевого и натриевого состава. Глубина залегания юрских отложений в северной части Мегрельской депрессии превышает 3500—4000 м. Южнее, в сторону Колхидского артезианского бассейна, юрские отложения на глубине 4000—5000 м, по-видимому, содержат высокоминерализованные воды, обогащенные бромом с литием [84].

Вторым типом подземных вод зоны замедленного водообмена Грузинской глыбы являются нефтяные воды. Основным типом химического состава этих вод, как отмечалось выше, является хлоридно-натриевый с минерализацией от 11 до 84 г/л. Правда, в некоторых районах (месторождение Норюи—Марткопи, грязевые сопки и др.) замечается повышение содержания карбонатов ($\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$), что, как отмечают многие исследователи [67], является хорошим показателем разложения органических веществ в анаэробных условиях. Реакция нефтяных вод щелочная (рН 7,4—8,3) с низкими значениями Eh—(130—200 мВ).

В Гурийском артезианском бассейне выделяется нефтеносная площадь Супса—Омпарети. В тектоническом отношении она представляет собой брахиантиклинальную складку, в строении которой принимают участие осадки нижнего плиоцена и среднего сармата. Подземные воды приурочены к песчанникам среднего сармата и вскрыты скважинами на глубине 580—700 м (Г. И. Кавтарадзе). Эти воды хлоридные натриевые с минерализацией 27—30 г/л. Содержание йода доходит до 20 мг/л. Дебиты буровых скважин небольшие и подвержены режим колебаниям.

Нефтеносная площадь Поты—Чаладиди находится в западной части Колхидского артезианского бассейна и приурочена к Чаладидской антиклинальной структуре. Скважинами из песчанников мэотиса, с глубины 2000—2250 м получены хлоридные натриевые воды, с минерализацией 33—76 г/л. Содержание йода в этих водах доходит до 15 мг/л, а брома — до 48 (табл. 17).

Подземные воды верхне- и нижнемеловых водоносных горизонтов Колхиды, вскрытые буровыми скважинами в

Химический состав хлор-кальциевых вод Грузии

Компоненты и показатели	Окуми, буровая (J ₂)	Очамчире, буровая. (J ₃)	Лугела, буровая (J ₂)	Цхунқури, буровая (J ₂)
Li ⁺ мг/л		49	0,22	
Na ⁺ } K ⁺ }	12078	58023	2669	5824
Ca ²⁺	73926	61520	16410	28160
Mg ²⁺	698,9	3669	12	122
C ⁻	162972	203060	32570	59072
SO ₄ ²⁻	9,5	64	213	335
HCO ₃ ⁻	42,7	2889	—	36
Br ⁻	300	700	183	100
J ⁻	1,5	5	1	1,7
Cl/Br	543	290	177,9	295,5
pH	7,1	—	6,9	6,7
Формула химического состава	$M_{250}^0 \frac{Cl 100}{Ca 86}$	$M_{330}^0 \frac{Cl 99}{Ca 52 (Na+K) 43}$	$M_{52}^1 \frac{Cl 99}{Ca 87}$	$M_{93}^7 \frac{Cl 100}{Ca 84} T 96^{\circ}C$

Химический состав нефтяных

Наименование площади, группы водопункта	Водоносный комплекс	Темпе- ратура воды °С	рН	Содержание компо			
				Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻
Бур. скважины							
Поти-Набада	Песчаники миоцена	46	—	27269	2052	438	46807
Кулеви	Известняки н. мела	50	—	3665	1160	132	7163
Чаладиди	Песчаники миоцена	69	—	16466	1404	231	30850
Чаладиди	Известняки в мела	38	—	18244	2180	958	33725
Супса	Песчаники миоцена	30	—	10074	7520	192	13554
Кавтисхеви	Песчаники сармата	—	6,6	6969	248	111	11272
Норио	"	40	—	28948	898	726	48166
Лелубани	"	70	—	26574	792	587	39863
Марткопи	"	20	—	8682	112	211	13041
Норио	"	32	—	9435	213	171	13135
Уджарма	"	27	8,3	9427	206	328	14760
Мухровани	"	25	—	9338	190	146	14503
Млашиш-Хеви	"	32	—	16422	206	364	26270
Кила-Купра	"	65	6,9	12511	1069	210	21640
Тарибана	Песчаники плиоцена	66	7,5	11385	733	121	15773
Мирзаани	"	65	—	1169	222	235	20425
Акакиант-цвери	"	30	—	3283	1318	147	7787
Грязевые сопки							
Пховели	—	14	7,7	7706	582	—	12780
Ахтала	—	15,2	6,9	6213	116	93	8510
Кила-Купра	—	17	—	4443	17	38	3621
Полпой-Теби	—	17	—	12536	39	82	13206
Зап. Кила-Купра	—	16	—	12885	32	515	20945
Тюлки-Тапа	—	17	—	4420	12	21	4579

районах Кулеви и Чаладиди, относятся к хлоридному натриевого типу; однако содержание йода и брома в них весьма незначительно (табл. 17). Сказанное дает основание полагать, что меловые отложения Колхидского артезианского бассейна в отношении выявления йодо-бромных вод, по-видимому, являются малоперспективными.

В Восточной Грузии в отложениях ширакской свиты (мэотис-понт), сарматского яруса, среднего миоцена и май-

Таблица 17

вод Грузии

иентов в мг/л					rNa rCl	Cl Br	Минера- лизация, г/л	Тип химическо- кого состава
SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	J ⁻	Br ⁻	B				
86	97	15,2	24,0	—	0,89	195,0	76,7	Cl—Na
802	201	2,5	14,6	—	0,76	477,6	12,9	"
48	140	12,7	48,0	—	0,9	642,7	49,2	"
1348	183	3,8	7,0	20,0	0,83	4217,1	56,5	"
2668	595	20,3	—	9,7	1,14	—	34,6	"
6	378	16,0	46	26,0	0,9	245	19,2	"
2	329	76,9	140,0	24,7	0,92	342,1	80,0	"
621	3355	39,0	48,0	29,7	1,02	830,4	72,4	"
5	3672	40,9	104,0	35,6	1,11	123,4	25,9	"
22	3965	34,2	70,0	40,62	1,10	137,6	27,5	"
979	60	38,0	88,0	14,7	0,98	167,0	26,6	"
513	451	53,3	2,7	—	0,99	5371,0	25,0	"
—	817	18,7	60,0	106,7	0,96	437,7	44,3	"
34	207	35,1	85,0	29,8	0,89	254,5	35,9	"
260	1647	19,0	82,0	25,0	0,97	170	30,1	"
1792	805	16,5	14,4	17,2	0,91	1684	24,7	"
16	18	11,0	14,5	—	0,64	537	12,6	Cl—Na—Ca
—	268	15,0	8,0	49,4	0,93	1597,5	21,4	Cl—Na
11—	2318	18,4	3,2	54,0	1,12	2659	17,3	"
20	5734	23,0	55,0	79,0	1,89	65,8	14,0	Cl—HCO ₃ —Na
71	7601	35,0	50,0	217,1	1,41	264,1	33,8	"
—	1695	20,0	45,0	36,3	0,94	465,4	36,2	Cl—Na
78	3855	20,0	40,0	88,7	1,48	114	13,3	Cl—HCO ₃ —Na

копской серии развитые подземные воды, выявленные бурением на нефтеносных площадях, имеют хлоридный натриевый состав и повышенную минерализацию. Содержание йода и брома, а местами бора и стронция, в них также повышено.

В центральной и восточной частях Картлийского артезианского бассейна выделяются нефтеносные площади Кавтисхеви, Норио-Марткопи и др. Нефтеносная площадь Кавтисхеви представляет собой брахиантиклиналь широтного

простираются. Пластовые воды, вскрытые скважинами в песчаниках сарматского яруса на глубине 400—700 м, хлоридно-натриевого типа, с минерализацией 19 г/л (С. Н. Кандауров). Содержание йода в этих водах доходит до 12 мг/л, брома — 7 мг/л. Содержание нафтеновых кислот незначительное — 150—180 мг/л. На этом участке, в отложениях майкопской серии, на глубине 1000—1600 м вскрыты воды более низкой минерализации хлоридного натриевого состава, которые содержат йод в количестве 18,2 мг/л, бром — 36,9 мг/л.

Нефтеносные площади Норйо—Марткопи, Лелубани, Сацхениси, Мухровани расположены в восточной части Грузинской глыбы. В тектоническом отношении район представляет собой полосу антиклинальных поднятий. На участке Норйо—Марткопи с отложениями среднего и нижнего сармата и чокрака связаны в основном хлоридные натриевые воды, с минерализацией преимущественно до 25 г/л, редко до 79 г/л. Из микрокомпонентов наибольший интерес представляет йод, содержание которого в водах в среднем составляет 30—40 мг/л, достигая иногда 77 мг/л. Содержание нафтеновых кислот в водах не превышает 143 мг/л. Представляет интерес вода, полученная из скважины, пробуренной на участке Марткопи, с содержанием йода в количестве 46 мг/л, брома — 116 мг/л (С. Н. Кандауров). Кроме отмеченных микрокомпонентов, в водах этой площади, по данным Г. Г. Джинчарадзе [225], в повышенных количествах наблюдаются РЩЭ, особенно литий (до 2,13 мг/л).

Участок Лелубани расположен к северу от участка Норйо—Марткопи. Пластовые воды в отложениях верхнего и среднего сармата имеют минерализацию до 70 г/л; химический тип хлоридный натриевый. Содержание йода достигает 39 мг/л, брома — 48 мг/л. Из многочисленных поисковых скважин в гидрогеологическом отношении изучена одна (№ 15), с расходом до 11 л/сек. По имеющимся скудным данным трудно судить о водообильности водоносных пластов. При бурении глубоких скважин, по-видимому, можно ожидать увеличения расхода пластовых вод.

Участок Сацхениси представляет собой восточное продолжение Норйо—Марткопской полосы. Он сложен отложениями майкопской серии. Пластовые воды, вскрытые скважиной на глубине 1100 м, слабоминерализованы (до 8 г/л) и относятся к хлоридно-гидрокарбонатному натриевому типу. Содержание йода изменчиво и в некоторых местах доходит до 22,5 мг/л. Расход скважин незначительный. Содержа-

ние других компонентов низкое и не имеет практического значения.

Участок Мухровани расположен на восточном продолжении описываемой полосы поднятий и сложен отложениями среднего миоцена. На глубине 570 м скважинами вскрыты хлоридные натриевые воды, с минерализацией до 27 г/л; содержание йода повышено (до 54 мг/л), а брома — низкое. Расход скважин незначительный. Юго-восточнее указанного участка, в районе Патардзеульского поднятия, в майкопской серии, на глубине 1700—1800 м скважинами вскрыты пластовые воды. Содержание микроэлементов в этих водах незначительное.

Кроме описанных нефтеносных участков, на восточном и северном продолжениях района распространения среднемиоценовых и сарматских отложений в окрестностях сел Хитчеби, Гомбори, Чаилури, Какабети, Череми и др. несколькими скважинами и многочисленными восходящими источниками выявлены пластовые воды в основном хлоридного натриевого состава, с минерализацией от 14 до 65 г/л. Они сходны с описанными водами и характеризуются повышенным содержанием йода (от 10 до 29 мг/л). Содержание других микроэлементов низкое.

Общей характерной чертой вод нефтеносных горизонтов миоцена рассматриваемого района (полосы Кавтисхеви—Мухровани) является повышенное содержание йода, местами брома. Однако, слабая водообильность горизонтов весьма ограничивает перспективность района в целом. Сравнительно перспективными участками этой полосы являются Норю—Марткопи и частично Лелубани.

В Южной Кахетии, где располагается Юри—Ширакский артезианский бассейн, известны многие нефтяные месторождения, которые связаны преимущественно с отложениями среднего миоцена, сармата и ширакской свиты (понт-мэотис). Здесь выделяются следующие перспективные нефтеносные структуры: Байда-Чатминская, Швиндкельская, Кила-Купринская, Тарибанская, Эльдарская и Мирзаанская [32].

В пределах перечисленных структур в многочисленных буровых скважинах, восходящих источниках и грязевых сопках изучены пластовые воды хлоридного натриевого состава с повышенной минерализацией (в среднем 35 г/л). Водоносные комплексы залегают на глубинах от 500 до 1400 м, кроме района Тарибани, где они вскрываются на глубине около 3000 м. Содержание йода в водах повышенное и варьирует от 11 до 35 мг/л. Особенно повышено содержание йода (от 18 до 35 мг/л) и брома (до 60 мг/л) в пластовых водах неф-

тяных месторождений Млашис-хеви и Полпой-Теби (табл. 17). Из других компонентов, содержащихся в нефтяных водах грязевых сопок, по нашим данным, повышенным содержанием выделяются бор и стронций. Содержание бора здесь (грязевые сопки Полпой-Теби и Кила-Купра) местами доходит до 200 и более мг/л, а содержание стронция — до 123 мг/л (гряз. сопка Кила-Купра) (табл. 17). Содержание лития в этих водах повышено сравнительно незначительно, достигая местами 2 мг/л (Кила-Купра).

Водообильность описанных структур незначительная, и дебит отдельных скважин редко превышает 0,05 л/сек (Г. И. Кавтарадзе), что, наряду с локальными распространениями структур, вынуждает констатировать малоперспективность Южно-Кахетинского нефтяного района, с точки зрения получения промышленных вод.

В Алазанском артезианском бассейне к глинисто-песчанисто-конгломератовым отложениям ачкагыл-апшерона (алазанская серия) приурочены грязевые сопки Ахталской группы (Ахтала-Пховели). Здесь представлены подземные воды хлоридного натриевого состава, с минерализацией 17—31 г/л. Характерно постоянное выделение горючих газов. Содержание йода в этих водах заметно повышено — до 20 мг/л, а содержание брома незначительно (до 3,5 г/л). Нафтеновые кислоты содержатся в количестве 770 мг/л. Кроме вышеотмеченных микрокомпонентов, в водах грязевых сопок группы Ахтала-Пховели довольно повышено содержание бора (до 104 мг/л), стронция (до 41 мг/л), лития (до 4,2 мг/л), калия (до 110 мг/л) (табл. 17). Следует отметить, что в западном направлении от Ахталы, на северном склоне Кахетинского хребта, из меловых известняков вытекают минерализованные хлоридные натриевые воды. Содержание йода в этих водах также повышено и доходит до 20 мг/л.

В связи со слабой водообильностью горизонтов перспективность района грязевых сопок Ахталской группы в отношении возможности получения промышленных вод незначительна.

В пределах области водонапорной системы Аджаро—Триалетии метановые воды, как выше было отмечено, сравнительно широкое развитие имеют в районе восточного погружения структуры. Здесь относительно повышенным содержанием микроэлементов (особенно J) отличаются Тбилисские термы, приуроченные к вулканогенным отложениям среднего эоцена и флишевой глинисто-сланцевой толще нижнего эоцена. На левом берегу р. Куры, в северном крыле Телетской антиклинали и в ядре Крцанисской синклинали, по-

Таблица 18

Химический состав метановых вод складчатых систем Грузии

Компоненты и показатели	Южный склон Большого Кавказа		Аджаро-Триалетская система	
	Октомбери, буровая 499 (J ₃)	Октомбери буровая 498 (J ₃)	Тбилиси буровая 7 (P ₂)	Тбилиси буровая 5 (P ₂)
Li ⁺ мг/л	9,4	1,2	—	0,71
Na ⁺	2860	552	—	—
K ⁺	41	8	758	1105
Rb ⁺	0,05	—	—	—
Cs ⁺	—	—	—	—
Ca ²⁺	37,6	9,8	301	561
Sr ²⁺	6,4	1,0	0,7	2
Mg ²⁺	19,7	7,4	1,3	1,3
Cl ⁻	3901	464	1631	2667
SO ₄ ²⁻	8,6	4,5	4	2
HCO ₃ ⁻	1024,8	622	21	21
Br ⁻	8,5	0,05	13	14,8
I ⁻	2,7	0,9	10	16
B	99,8	24,6	19	20
pH	8	8	8,6	8,2
Формула химического состава	T 27°C		T 39°C	
	$M_{8,0} \frac{Cl\ 85}{Na\ 95}$	$M_{1,7} \frac{Cl52HCO_341}{Na\ 92}$	$M_{2,8} \frac{Cl\ 98}{(Na+K)\ 69\ Ca31}$	$M_{4,4} \frac{Cl\ 98}{(Na+K)\ 64Ca\ 36}$

данном Ш. Р. Чубинидзе, из нижнеэоценового флиша с глубины 1300—1500 м получены хлоридные натриевые воды с минерализацией до 4,5 г/л. Содержание в этой воде йода — до 10—17 мг/л, брома — до 14 мг/л (табл. 18). Расход скважин большой и доходит до 7 л/сек. Можно заключить, что в восточном направлении, в сторону погружения водоносных горизонтов, следует ожидать наличие более минерализованной воды с промышленным содержанием йода [84].

Подземные воды восточной погруженной части Южного склона Большого Кавказа (левобережная часть бассейна р. Алазани), как выше было отмечено, представлены метановыми водами. Отмеченные воды развиты в сланцевых и карбонатных отложениях юры. В зоне замедленного водообмена здесь развиты минерализованные воды хлоридно-натриевого состава. С помощью бурения с глубин до 1200 м получены теплые воды, с минерализацией до 10 г/л (участок Октомбе-ри). В этих водах особенно высоким содержанием отличаются бор (до 100 мг/л) и литий (до 10 мг/л). Интересно отметить, что эти воды по химическому и газовому составу очень близки к водам закрытых бассейнов (нефтяные воды), а по микроэлементному составу — к углекислым водам центральной части Южного склона Большого Кавказа [84].

Б. ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА

В подземных водах, наряду с неорганическими веществами, всегда присутствуют органические вещества. Значения воднорастворимых органических веществ в решении вопросов генезиса и возраста подземных вод и нефти, определения сложных комплексных форм металлоорганических соединений и общих вопросов формирования подземных вод чрезвычайно велико.

Сложность определения в воде определенных индивидуальных форм органических веществ пока не дает возможности полностью использовать их для вышеотмеченных и других задач, но важность их значения уже доказана многими исследователями [11, 56, 184].

Изучение органических веществ в подземных водах Грузии не имеет давней истории, но, благодаря работам Д. И. Эристави, Л. В. Бокучава [228] и других исследователей, в основных типах минеральных и нефтяных вод установлены многие показатели органических веществ: окисляемость, $C_{орг}$, $N_{орг}$, люминесцирующие вещества и т. д. В результате этих работ выявлена некоторая закономерность приуроченности отдельных форм органических веществ к определенным ти-

пам углекислых и нефтяных вод и т. д. Так, установлено, что содержание органического углерода в углекислых водах колеблется от 2,4 до 10 мг/л, в неуглекислых водах (азотных и метановых) — от 1,4 до 3,8 мг/л. Установлено также, что для органического вещества углекислых вод характерна положительная величина степени внутренней окисленности (восстановленности), то есть содержание кислорода в составе этого органического вещества больше, чем в углеводах. Найдено, что в углекислых водах величина отношения $\frac{O_{пер}}{O_{бих}}$ 100 колеблется от 6,6 до 24,2%, а $\frac{O_{пер}}{C_{орг}}$ от 0,09 до 0,65.

Это дало исследователям возможность полагать, что органическое вещество этих вод не содержит значительного количества гумусовых веществ почвенного происхождения [228].

Капиллярно-люминесцентным методом анализа было найдено низкое содержание люминесцирующих органических веществ в углекислых водах, по сравнению с нефтяными водами. Этими анализами во всех типах вод были найдены нейтральные смолы, кислые смолы и гумусовые вещества. Кроме того, в водах Саирме были обнаружены спиртовые смолы. Подсчитанные коэффициенты порядковой корреляции для различных параметров органического вещества показывают наличие существенной положительной корреляционной связи между содержаниями некоторых величин (минерализацией и $C_{орг}$, минерализацией и $O_{бих}$, $C_{орг}$ и $N_{орг}$ и др.) и отсутствие корреляционной связи между другими характеристиками (минерализацией и $N_{орг}$; $O_{пер}$ и $C_{орг}$; $O_{пер}$ и $O_{бих}$ и др.).

Нами, совместно с химиком Э. Л. Нароушвили, органические вещества в основном изучались в углекислых водах. В этих водах определялись окисляемость, органический углерод, люминесцирующие вещества и др. Значение органических веществ в миграции микроэлементов (В) в подземных водах будет дано в последующей главе. Здесь же приводим краткую характеристику органических веществ в целом.

Как видно из табл. 19, содержание органического углерода в углекислых водах Грузии довольно повышенное и варьирует в пределах от 5 до 25 мг/л. При этом замечается некоторая зависимость содержания углерода в водах от их химического состава и минерализации. Так, с увеличением минерализации в водах, как правило, увеличивается содержание органического углерода; $HCO_3—Cl—Na$ и $Cl—HCO_3—Na$ воды, за некоторым исключением, содержат больше органического углерода, чем $HCO_3—Na$ воды.

Углекислые воды Южного склона Большого Кавказа характеризуются более высокими содержаниями органического

Содержание органического углерода в углекислых водах Грузии

Наименование района или источника	Содержа- ние $C_{орг}$, мг/л	Минерали- зация, г/л	Преобладающий тип химического состава	Источник сведений
Южный склон Большого Кавказа				
Авадхара	1,2 - 20,7	3 - 17	HCO_3-Na	Данные автора
Уцера	1,9 - 3,9	10 - 27	HCO_3-Na	"
Кароби	1,9 - 24,9	3 - 6	$HCO_3-Cl-Na$	"
Урави	2,3 - 14,6	10 - 27	$Cl-HCO_3-Na$	"
Они	2,8 - 3,6	6 - 10	$Cl-HCO_3-Na$	"
Сохта	10,6	17	$Cl-HCO_3-Na$	"
Кемультя	5,24	6,3	$HCO_3-Cl-Na$	"
Багиати	2,6 - 5	6 - 17	$HCO_3-Cl-Na$	"
Пасанаури	2,4 - 4,8	8 - 17	$Cl-HCO_3-Na$	"
Важас-Цкаро	6 - 7	13 - 25	$HCO_3-Cl-Na$	"
Хевсуретия	2,8 - 20,7	5 - 25	$Cl-HCO_3-Na$	"
Аджаро-Триалетская система				
Боржоми	5 - 8,9	6 - 7	HCO_3-Na	Д. И. Эрис- тави, Л. В. Бокучава, 1968
Саирме	2,4 - 4	9 - 10	$HCO_3-Cl-Na$	"

углерода, чем воды Аджаро-Триалетии. Это, по-видимому, является результатом того, что водовмещающие породы (глинистые сланцы) Южного склона Большого Кавказа в силу своей высокой дисперсности больше обогащают воды органикой, чем породы Аджаро-Триалетии, являющиеся в основном вулканогенными отложениями.

ГЛАВА IV

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А. КАТИОНОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Редкие щелочные элементы — литий, рубидий, цезий. Среди щелочных элементов геохимические особенности распространения натрия и калия сравни-

тельно давно и хорошо изучены, но так называемые редкие щелочные элементы (РЩЭ) изучены еще недостаточно. Однако, по мере разработки и применения высокочувствительных методов определения РЩЭ в разных природных условиях и в результате накопления большого фактического материала в последнее время стало возможным частичное восполнение этого пробела [58, 114, 122, 155, 209, 237, 238].

Данные о средних содержаниях щелочных элементов приводятся в табл. 20. Как видно из этой таблицы, калий и натрий несравненно больше распространены в природе, чем РЩЭ. Максимальное содержание Na и K наблюдается в кислых породах, а РЩЭ — в осадочных глинистых сланцах. Из таблицы также следует, что кларки гидросферы щелочных элементов намного (на один — два порядка) ниже их соответственных кларков литосферы. При этом степень уменьшения средних содержаний щелочных элементов неодинакова. По данным Б. И. Когана, В. А. Названовой и Н. А. Солодова (1971), если в земной коре отношение Li:Rb:Cs составляет 8:40:1, то в морской воде оно равно 200:240:1. Эта тенденция лития к накоплению в мировом океане относительно рубидия и цезия так же, как и натрия относительно калия, еще более резко выражена в подземных водах, где содержание лития всегда в несколько раз превосходит содержание рубидия.

Известно, что геохимический характер элементов определяется основными показателями их ионов, какими являются величина ионных радиусов и радиусов гидратированных ионов, потенциал ионизации, электроотрицательность и др. Величины потенциала ионизации и электроотрицательность щелочных элементов, по данным многих исследователей (Г. В. Бокий, 1854, А. С. Поваренных, 1963 и др.), уменьшается от лития к цезию, что отражается в интенсивности таких свойств, как ионизация, растворимость, температура плавления, летучесть в водном паре и др. Величина ионных радиусов же увеличивается от лития к цезию и определяет активность последних в реакциях катионного обмена. Здесь же следует отметить, что в зоне гипергенеза накопление РЩЭ часто происходит в результате вхождения лития и рубидия в кристаллическую решетку глинистых минералов и адсорбции ими цезия и частично рубидия [209]. Кроме того, миграция и концентрация РЩЭ порой определяется характером их соединений, геотермических условий и др. [58, 155, 209]. Например, многими исследователями отмечается, что в процессе метасоматоза РЩЭ проявляют тенденцию к накоплению, по сравнению с натрием и калием [155].

Таблица 20

Данные по среднему содержанию щелочных элементов (вес. %)

	Li	Na	K	Rb	Cs	Литературный источник
Земная кора (в целом)	$3,2 \cdot 10^{-3}$	2,5	2,5	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	А. П. Виноградов (1962)
Хондриты	$3 \cdot 10^{-4}$	0,7	0,085	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	"
Основные породы	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1,97	0,83	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	"
Кислые породы	$4 \cdot 10^{-3}$	2,77	3,34	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-4}$	"
Осадочные породы (глины и сланцы)	$6 \cdot 10^{-3}$	0,66	2,28	$2 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	"
Песчаники	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,33	1,07	$6 \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-5}$	К. К. Турекян, К. Н. Ведыпол (1961)
Карбонатные породы	$5 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-2}$	0,27	$3 \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-5}$	
Мировой океан	$1,5 \cdot 10^{-5}$	1,03534	0,03875	$2 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-8}$	А. П. Виноградов (1967)

Нижеприведенная геохимическая характеристика РЩЭ в подземных водах Грузии дается в основном по материалам полевых исследований, проведенных автором с сотрудниками Сектора гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР. РЩЭ в водах определены в лабораториях Сектора и в лаборатории пламенной фотометрии института ВСЕГИНГЕО. Кроме того, использованы опубликованные материалы по районам Колхиды и Аджаро-Триалетии [108, 227].

О содержании РЩЭ в подземных водах Грузии и их пространственной распространенности отмечалось в III главе работы, откуда следует, что РЩЭ в подземных водах зоны активного водообмена, как и следовало ожидать [123], содержатся в очень малом количестве (до 0,12 мг/л). Из подземных вод зоны замедленного водообмена высоким содержанием РЩЭ отличаются углекислые воды и, отчасти, метановые высокоминерализованные воды и рассолы [91].

Углекислые воды Грузии в отношении распространения и накопления в них РЩЭ представляют собой одни из наиболее интересных среди углекислых вод альпийской складчатой системы. Характерные содержания и относительные концентрации РЩЭ основных регионов углекислых вод Грузии приведены в табл. 21. Из таблицы видно, что РЩЭ распространены неодинаково. Наиболее обогащенными РЩЭ явля-

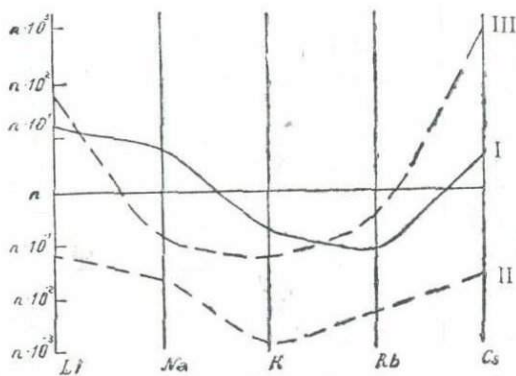


Рис. 2. Изменение коэффициентов водной (I) миграции и кларка концентрации (по сравнению с литосферой II и гидросферой III) щелочных элементов в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа.

ются воды Южного склона Большого Кавказа. В этих водах такой показатель, как коэффициент водной миграции (А. И. Перельман, 1956) у РЩЭ, очень высок, так что миграционный ряд щелочных элементов отличается от известного в уг-

Относительные концентрации щелочных элементов в углекислых водах Грузии

Геотектонические зоны водонос- ные комплексы	Л и т и й				Р у б и д и й			
	Содержа- ние	Коэффициент концентра- ции, Кк	% минера- лизации	Коэффициент водной миг- рации, Кх	Содержа- ние	Коэффициент концентра- ции, Кк	% минера- лизации	Коэффи- циент во- дной миг- рации, Кх
Южный склон Большого Кавказа								
1. Сланцевые отложе- ния (J ₁ J ₂)	1,89— 29,0	5,10 ⁻² — 0,9	4,6·10 ⁻² — 0,71	14,28—218,9	0,14— 1,2	9,10 ⁻⁴ — 8,10 ⁻³	3,10 ⁻³ — 3,10 ⁻²	0,13— 1,06
2. Карбонатный флиш (J ₃)	1,3— 3,3	4,10 ⁻² — 0,1	2,1·10 ⁻² — 5,10 ⁻²	6,6—16,8	0,043— 0,1	3,10 ⁻⁴ — 6,6·10 ⁻⁴	7,10 ⁻⁴ — 1,10 ⁻³	0,046— 1,03
3. Терригенный и кар- бонатный флиш (K ₁)	5,26— 20,0	0,164— 0,62	5,0·10 ⁻² — 0,21	15,79—60,0	0,139— 0,46	9,2·10 ⁻⁴ — 3,1·10 ⁻³	1,3·10 ⁻³ — 4,4·10 ⁻³	0,089— 0,29
Аджаро-Триалетская система								
4. Карбонатные и вулканогенные флишевые отложе- ния (K ₂ P ₁ ² P ₂ ²)	1,02— 1,6	3,1·10 ⁻² — 5,10 ⁻²	1,8·10 ⁻² — 2,8·10 ⁻²	5,77—9,0	0,024— 0,05	1,6·10 ⁻³ — 3,3·10 ⁻³	4,8·10 ⁻⁴ — 9,10 ⁻⁴	0,028— 0,06
Арвино-Болнисская глыба								
5. Известняки и туфо- песчаники (K ₂ N ₂ ¹)	0,603— 0,8	1,8·10 ⁻² — 2,5·10 ⁻²	6,6·10 ⁻³ — 8,10 ⁻³	2,08—2,77	0,23— 0,8	1,5·10 ⁻³ — 5,3·10 ⁻³	2,4·10 ⁻³ — 8,10 ⁻³	0,169— 0,592

Продолжение

Ц е з и й				Н а т р и й		
Содержание	Коэффициент концентрации Кк	% минерализации	Коэффициент водной миграции Кх	Содержание	Коэффициент концентрации, Кк	Коэффициент водной миграции, Кх
1. 0,26— —3,3	$7,10^{-2}$ — —0,9	$6,10^{-3}$ — $-8,3 \cdot 10^{-2}$	12,6— —160,2	638,9— —7707	$2,5 \cdot 10^{-2}$	6,29— —69,1
2. 0,066— —0,14	$1,8 \cdot 10^{-2}$ — $-4,6 \cdot 10^{-2}$	$1,10^{-3}$ — $-2,2 \cdot 10^{-2}$	2,9— —6,16	1114,6— —2800	$4,4 \cdot 10^{-2}$	7,25— —6,3
3. 0,07— —0,38	$1,9 \cdot 10^{-2}$ — —0,102	$6,7 \cdot 10^{-4}$ — $-3,6 \cdot 10^{-3}$	1,82— —9,86	2566,5— —6400	0,102	9,85— —17,7
4. 0,015— —0,35	$4,10^{-3}$ — $-9,10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$ — $-6,3 \cdot 10^{-4}$	0,73— —1,71	195,6	$7,8 \cdot 10^{-3}$	1,08
5. 0,019— —0,05	$5,10^{-3}$ — $-1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,10^{-4}$ — $-5,10^{-4}$	0,567— —1,5	3509,8	0,14	10,1

К а л и й			Na/K	K/Li	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs	Преобладающий химический тип вод
Содержание	Коэффициент концентрации, Кк	Коэффициент водной миграции, Кх						
1. 22,7— —420,0	$9 \cdot 10^{-4}$	0,22— —3,23—	$\frac{4,2-64,1}{28,1}$	$\frac{6,5-14,4}{12,0}$	$\frac{83,3-650,1}{162,1}$	$\frac{32,1-1500}{87,3}$	$\frac{0,3-18,9}{0,53}$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3\text{—Na} \\ \text{HCO}_3\text{—Cl—Na} \\ \text{Cl—HCO}_3\text{—Na} \end{array} \right.$
2. 16,9— —32,0	$6,7 \cdot 10^{-4}$	0,11— —0,7	$\frac{20-85,7}{67,8}$	$\frac{9,6-23,7}{12,99}$	$\frac{166,6-833,3}{392,7}$	$\frac{166-833,5}{256,0}$	$\frac{0,45-2,6}{0,71}$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3\text{—Na} \\ \text{HCO}_3\text{—Cl—Na} \end{array} \right.$
3. 55,5— —190,0	$2,2 \cdot 10^{-3}$	0,21— —0,52	$\frac{25-70}{46,2}$	$\frac{6,18-23,0}{14,23}$	$\frac{357,2-648,2}{458,3}$	$\frac{560-1253,3}{797,6}$	$\frac{1,5-2,4}{1,9}$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3\text{—Na} \\ \text{HCO}_3\text{—Cl—Na} \end{array} \right.$
4. 43,5	$1,7 \cdot 10^{-3}$	0,24	44,0	32,2	1087,5	1242,8	1,1	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3\text{—Na} \\ \text{HCO}_3\text{—Cl—Na} \end{array} \right.$
5. 219,9	$8,7 \cdot 10^{-3}$	0,63	15,9	364,6	954,8	1152,1	12,1	$\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$

* — Содержание элементов, в мг/л (средние и максимальные величины).

Кк — Коэффициент концентрации — отношение содержания элементов в водах к их среднему содержанию в земной коре, по А. П. Виноградову (1962). Кх — Коэффициент водной миграции, по А. И. Перельману (1956).

декислых водах ряда — $\text{Na} > \text{Li} > \text{Cs} > \text{K} > \text{Rb}$ [123]. Степень накопления щелочных элементов и изменение их коэффициентов водной миграции и концентрации (по сравнению с литосферой и гидросферой) в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа иллюстрируется на рис. 2. Миграционные ряды щелочных элементов, как видно из табл. 22, составленной на основе данных табл. 21, выглядят довольно своеобразно. Особенно примечательно, что с приближением к тектонически активным зонам (зона Главного надвига Южного склона Большого Кавказа и осевая часть Аджаро-Триалетской системы) в углекислых водах литий и цезий опережают натрий и калий, и миграционные ряды имеют следующий вид: $\text{Li} > \text{Cs} > \text{Na} > \text{K} > \text{Rb}$ [91]. Подобная же последовательность наблюдается также и по K_k так называемых коэффициентов концентрации (отношение содержаний РЩЭ в водах к кларку литосферы), значения которых приведены в табл. 22.

По мере же удаления от отмеченного Главного надвига, в пределах карбонатных отложений ($J_3 - K_1$) Южного склона Большого Кавказа в углекислых водах содержание РЩЭ (особенно цезия) уменьшается, и миграционный ряд щелочных элементов принимает следующий вид:



В углекислых водах так называемых платформоидных районов, каким является Артвино-Болнисская глыба, миграционный ряд принимает обычный вид: $\text{Na} > \text{Li} > \text{Cs} > \text{K} \geq \text{Rb}$ (табл. 22). Такой необычный характер распределения вызван, как отмечают С. Р. Крайнов, Н. Г. Петрова и И. В. Батуриная (1970), локальными условиями, в которых по степени накопления в углекислых водах и подвижности в них РЩЭ опережают близкие им в геохимическом отношении натрий и калий.

Сопоставление результатов показало, что в пределах отдельных регионов складчатых структур Большого и Малого Кавказа относительно повышенное содержание РЩЭ в углекислых водах контролируется сравнительно обогащенными ими водовмещающими породами. Распространенность микроэлементов хорошо согласуется с гидрогеохимической зональностью этих вод. При этом наблюдается высокая корреляционная зависимость РЩЭ как с соответствующими химическими типами углекислых вод, так и отдельными компонентами химического состава.

Как видно из гистограмм (рис. 3, 4) и таблиц 23 и 24, изменение содержания РЩЭ в углекислых водах иногда нельзя описать ни нормальным, ни логнормальным закона-

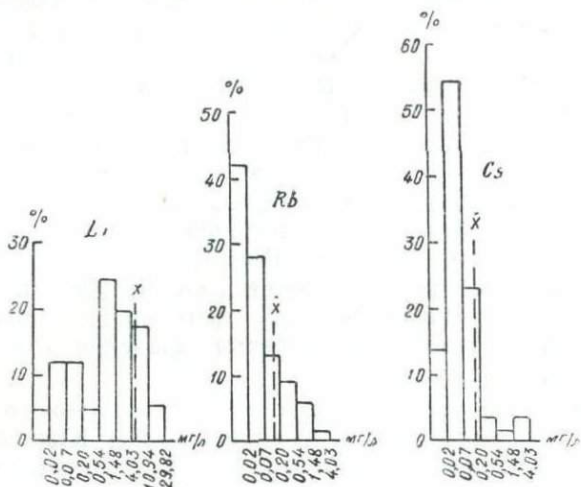


Рис. 3. Гистограммы распределения редких щелочных элементов в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа ($n=122$).

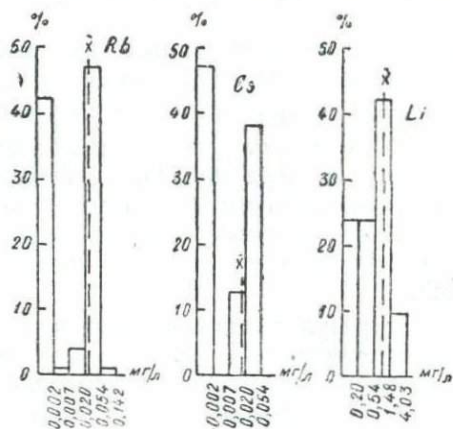


Рис. 4. Гистограммы распределения редких щелочных элементов в углекислых водах Аджаро-Триалетской складчатой системы ($n=21$).

ми распределения, ввиду того что встречаются, правда редко, высокие концентрации, под влиянием которых средние показатели (\bar{x}) сдвинуты вправо от наиболее распространенных содержаний.

На общем фоне химического состава углекислых вод наблюдается тенденция РЩЭ увеличиваться в концентрации с повышением общей минерализации, параллельно со сменой химического состава в такой последовательности: HCO_3^- — $\text{Ca} \rightarrow \text{HCO}_3^-$ — $\text{Na} \rightarrow \text{HCO}_3^-$ — $\text{Cl} - \text{Na} \rightarrow \text{Cl} - \text{HCO}_3^-$ — Na (табл. 25). Из рис. 5 и табл. 21,25 хорошо видно, что возрастание содержания РЩЭ происходит с увеличением минерализации и концентрации ионов Cl^- , Na^+ , K^+ , HCO_3^- ; при этом цезий накапливается быстрее, чем рубидий и даже литий [91].

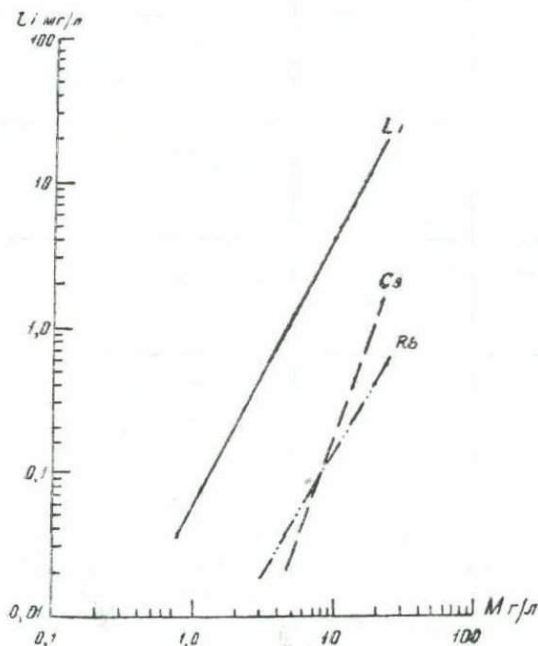


Рис. 5. Зависимость содержания Li, Rb и Cs от минерализации углекислых вод Южного склона Большого Кавказа.

Приведенные корреляционные табл. 23 и 24 хорошо подтверждают вышеуказанное: видно, что РЩЭ связаны друг с другом, с ионами Cl^- , $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$, HCO_3^- и с минерализацией вод (M) сильными положительными связями. Кроме того, также высока корреляционная зависимость между РЩЭ и бором, особенно в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа, что в свою очередь указывает на возможный их парагенез [91].

Миграционные ряды щелочных элементов углекислых вод Грузии
(по коэффициентам водной миграции K_x , концентрации K_k)

Геотектонические зоны	Водоносные комплексы (возраст)	Миграционные ряды
Южный склон Б. кавказа	$J_1 - J_2$	$K_x - Li > Cs > Na > K > Rb;$ $K_k - Li \geq Cs > Na > Rb > K .$
	J_3	$K_x - Li > Na \geq Cs > Rb > K ;$ $K_k - Li > Cs > Na > K \geq Rb .$
	K_1	$K_x - Li > Na > Cs > K > Rb;$ $K_k - Li > Cs \geq Na > Rb > K .$
Аджаро-Триалетская система	$K_2,$ $P_2^1 - P_2^2$	$K_x - Li > Cs > Na > K > Rb;$ $K_k - Li > Cs \geq Na > Rb > K .$
Арвино-Болнисская глыба	$K_2,$ N_2^1	$K_x - Na > Li > Cs > K \geq Rb;$ $K_k - Na > Li > Cs > K > Rb$

Интересные результаты были получены при вычислении коэффициентов корреляции РЩЭ и В в углекислых водах отдельных водоносных комплексов (табл. 26, 27). Сопоставляя данные, приводимые в табл. 26 и 27, заметно, что кроме высоких корреляционных связей между РЩЭ, В и К в углекислых водах обоих водоносных комплексов, в остальном они сильно отличаются друг от друга. Так, если в углекислых водах сланцевых отложений РЩЭ не проявляют корреляционной связи с основными компонентами минерализации (Na^+ , HCO_3^- , Cl^-), то в более минерализованных водах терригенно-карбонатных флишевых отложений нижнего мела корреляционная зависимость между отмеченными ионами (кроме хлора) и РЩЭ во многих случаях положительная и значимая (табл. 27).

Результаты вышеотмеченных вычислений также свидетельствуют о том, что в углекислых водах РЩЭ проявляют с калием более тесную корреляционную связь, чем с натрием.

Таблица 23

Корреляционные связи химических элементов углекислых вод Южного склона Большого Кавказа ($n=112$)

	pH**	M*	Na+K**	Ca**	Mg*	Cl*	SO ₄ *	HCO ₃ **	Rb*	Cs**	Sr**	Li*
M	+0,60											
Na+K	+0,56	+0,76										
Ca	-0,15	+0,05	-0,09									
Mg	+0,34	+0,56	+0,48	-0,21								
Cl	+0,48	+0,69	+0,77	+0,06	+0,42							
SO ₄	-0,10	-0,29	-0,24	-0,11	-0,12	-0,24						
HCO ₃	+0,56	+0,86	+0,76	+0,81	+0,54	+0,62	-0,36					
Rb	+0,38	+0,42	+0,46	-0,11	+0,18	+0,50	-0,22	+0,44				
Cs	+0,32	+0,39	+0,40	-0,07	+0,21	+0,28	-0,25	+0,52	+0,58			
Sr	+0,10	+0,25	+0,14	+0,15	+0,06	+0,22	-0,36	+0,21	+0,21	+0,03		
Li	+0,43	+0,70	+0,74	+0,03	+0,44	+0,78	-0,33	+0,70	+0,62	+0,43	+0,24	
B*	+0,44	+0,66	+0,74	+0,06	+0,43	+0,68	-0,36	+0,72	+0,52	+0,47	+0,06	+0,73

Корреляционные связи химических элементов углекислых вод Аджаро-Триалетской системы ($n=21$)

	pH	M	Na+K	Ca*	Mg**	Cl*	SO ₄ *	HCO ₃	Rb	Cs	J*	Br*	B*
M	+0,66												
Na+K	+0,76	+0,86											
Ca	-0,03	-0,13	-0,03										
Mg	+0,07	+0,03	-0,18	-0,21									
Cl	+0,75	+0,84	+0,80	-0,02	-0,10								
SO ₄	-0,29	+0,06	-0,20	-0,06	-0,51	+0,10							
HCO ₃	+0,63	+0,94	+0,77	-0,16	+0,14	+0,71	-0,02						
Rb	+0,65	+0,65	+0,80	-0,04	-0,34	+0,69	-0,54	+0,58					
Cs	+0,68	+0,65	+0,86	-0,05	-0,38	+0,63	-0,57	+0,59	+0,89				
J	-0,17	-0,03	+0,14	-0,11	-0,44	-0,14	-0,60	+0,001	+0,01	+0,05			
Br	+0,38	+0,14	+0,25	-0,33	+0,32	+0,22	+0,21	+0,12	+0,09	+0,04	+0,12		
B	+0,55	+0,45	+0,43	-0,12	+0,40	+0,55	+0,17	+0,39	+0,27	+0,22	-0,10	+0,71	
Li	+0,66	+0,72	+0,89	-0,05	-0,30	+0,81	-0,27	+0,55	+0,87	+0,85	+0,04	+0,26	+0,47

Распределение РЩЭ в углекислых водах Грузии (пределы-
среднее)

Геотектонические зоны	Химический состав	Минерализация, мг/л	Литий, мг/л	Рубидий, мг/л	Цезий, мг/л
Южный склон Большого Кавказа	HCO ₃ -Ca	$\frac{0,8-3,7}{2,12}$	$\frac{0,003-1,08}{0,45}$	$\frac{\text{Не обн.}-0,07}{0,045}$	$\frac{\text{Не обн.}-0,1}{0,03}$
	HCO ₃ -Na (Cl < 35%)	$\frac{1,1-22,3}{7,15}$	$\frac{0,06-8,1}{2,22}$	$\frac{0,03-0,34}{0,125}$	$\frac{\text{Не обн.}-0,38}{0,115}$
	HCO ₃ -Cl--Na	$\frac{2,0-26,8}{9,92}$	$\frac{0,7-19,0}{5,38}$	$\frac{0,03-1,2}{0,138}$	$\frac{\text{Не обн.}-3,3}{0,46}$
	Cl-HCO ₃ -Na	$\frac{3,1-24,7}{11,16}$	$\frac{0,9-29,0}{8,49}$	$\frac{0,03-1,1}{0,383}$	$\frac{\text{Не обн.}-3,0}{0,896}$
Аджаро-Триалетская складчатая система	HCO ₃ -Na	$\frac{1,5-7,2}{6,1}$	$\frac{0,4-1,66}{1,08}$	$\frac{0,03-0,05}{0,0375}$	$\frac{\text{Не обн.}-0,035}{0,0203}$
	HCO ₃ -Cl--Na	$\frac{3,7-11,8}{6,6}$	$\frac{0,06-1,5}{0,606}$	0,03	0,01
Аргвино-Болнисская глыба	HCO ₃ -Cl--Na	$\frac{6,6-13,9}{9,05}$	$\frac{0,2-0,8}{0,603}$	$\frac{0,002-0,8}{0,23}$	$\frac{\text{Не обн.}-0,05}{0,019}$

Таблица 26

Значения коэффициентов корреляции РЩЭ и В углекислых вод сланцевых отложений юры Южного склона Большого Кавказа ($n=33$)

	M*	Na**	K**	Cl*	HCO ₃ **	Li*	Rb*	Cs**
M								
Na	0,930							
K	0,201	0,257						
Cl	0,885	0,862	0,190					
HCO ₃	0,851	0,719	0,136	0,649				
Li	0,194	0,212	0,738	0,259	0,118			
Rb	0,248	0,292	0,803	0,320	0,103	0,868		
Cs	0,000	0,016	0,759	0,112	-0,072	0,876	0,901	
B*	0,319	0,281	0,662	0,377	0,273	0,840	0,840	0,850

Таблица 27

Значения коэффициентов корреляции РЩЭ и В углекислых вод терригенно-карбонатных флишевых отложений нижнего мела Южного склона Большого Кавказа ($n=24$)

	M*	Na**	K**	Cl*	HCO ₃ **	Li*	Rb*	Cs**
M								
Na	0,895							
K	0,794	0,647						
Cl	0,648	0,722	0,256					
HCO ₃	0,873	0,756	0,874	0,305				
Li	0,802	0,832	0,523	0,773	0,622			
Rb	0,621	0,668	0,648	0,190	0,715	0,842		
Cs	0,258	0,210	0,441	0,158	0,443	0,095	0,686	
B*	0,616	0,463	0,725	0,039	0,778	0,345	0,664	0,469

Более того, между РЩЭ и Na в углекислых водах сланцевых отложений даже не устанавливается корреляционная зависимость (табл. 26). Высокая корреляционная зависимость РЩЭ с калием в углекислых водах также отмечается многими исследователями [227]. По данным С. Р. Крайнова [123], с приближением участков формирования углекислых вод к зонам неотектонических процессов и очагам магматизма увеличивается концентрация РЩЭ, и корреляционная связь этих элементов с калием, оставаясь положительной и значимой, несколько снижается.

Геохимическая характеристика углекислых вод Южного склона Большого Кавказа по отдельным водоносным комплексам, как выше было показано, не отражает действительную картину в виду того, что эти комплексы, как отмечалось в гидрогеологической части работы, являются частями одной сложной водонапорной системы.

В этой связи нам кажется более целесообразным разделение углекислых вод не по водоносным комплексам, а по отдельным гидрохимическим типам. Тем более, что эти типы хорошо отображают вышеотмеченную гидрогеохимическую зональность. В нижеследующих таблицах (28, 29, 30, 31) даются результаты корреляционного анализа, из которой наглядно, что отдельные химические типы углекислых вод представляют определенную совокупность, в которых РЩЭ характеризуются довольно высокими корреляционными связями с основными компонентами химического состава вод. При этом замечается, что корреляционная зависимость РЩЭ, от основных ионов химического состава углекислых вод: Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , увеличивается по следующей последовательности — смене химического состава: $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} \rightarrow \text{HCO}_3^- - \text{Cl}^- - \text{Na} \rightarrow \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- - \text{Na} \rightarrow \text{HCO}_3^- - \text{Na}$.

Вышеприведенный гидрохимический ряд в целом хорошо отображает вертикальную гидрогеохимическую зональность углекислых вод Южного склона Большого Кавказа, из которой можно заключить, что в распределении РЩЭ в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа замечается общая закономерность: с глубиной содержание РЩЭ увеличивается и при этом увеличивается корреляционная зависимость между ними и основными компонентами химического состава (натрием, калием, хлором и гидрокарбонатом).

Анализ частных коэффициентов корреляции позволил дополнительно установить ряд особенностей гидрогеохимии РЩЭ (табл. 32, 33). Так, корреляционная зависимость между РЩЭ настолько сильная, что при нивелировании роли

$$r_{kp(5)} = 0,532 \quad r_{kp(1)} = 0,661$$

\bar{X}_{in}	0,36	1,82	3,18	-1,46	-1,61	-0,66	-0,02	1,85	0,63	0,68
$\bar{X}_{Mг/л}$	2,36	81,69	1571,84	0,04	0,03	0,33	0,97	107,53	5,33	6,05
S _{in}	0,16	0,43	0,18	0,16	0,24	0,59	0,15	0,59	0,45	0,45
S	0,57	59,24	437,05	0,01	0,01	0,37	0,23	118,32	4,10	4,71
A	-0,25	-0,25	-0,42	0,73	-0,14	-0,09	-0,03	-0,20	0,30	-0,25
E	-0,12	-0,16	0,06	0,40	-0,09	-0,32	-0,28	-0,21	0,03	-0,17
V%	23,95	72,51	27,81	25,37	37,41	111,69	23,65	110,03	76,85	77,74

$$r_{\text{кр} (5)} = 0,553 \quad r_{\text{кр} (1)} = 0,684$$

$\bar{X}_{\text{н}}$	0,845	2,3	3,68	-1,07	-0,92	0,31	-0,056	3,187	1,57	1,848
\bar{X}	7,50	278,14	5139,47	0,101	0,145	2,485	0,966	1691,14	44,94	113,83
S _н	0,247	0,4554	0,28	0,385	0,417	0,41	0,207	0,286	0,40	0,645
S	2,91	217,63	1933,6	0,065	0,102	1,706	0,441	769,23	30,31	144,25
A	-0,26	-0,12	-0,23	0,02	-0,13	-0,26	0,24	- 0,20	- 0,20	0,17
E	-0,06	-0,26	-0,09	-0,28	-0,28	-0,09	-0,20	- 0,21	- 0,21	0,22
V%	38,76	78,24	37,62	64,04	70,10	68,64	0,67	45,49	67,45	126,73

Таблица 30

Корреляционные связи химических компонентов углекислых вод (HCO_3^- — Cl — Na типа) Южного склона Большого Кавказа ($n=34$)

	M*	Cl*	HCO_3^{**}	Cs**	Rb*	Li*	Sr**	Na**	K**	B*
M		0,924	0,818	0,532	0,775	0,896	0,324	0,914	0,703	0,805
Cl			0,725	0,592	0,780	0,854	0,221	0,860	0,683	0,746
HCO_3				0,395	0,639	0,715	0,259	0,818	0,521	0,680
Cs					0,696	0,510	0,062	0,478	0,471	0,400
Rb						0,783	0,136	0,749	0,596	0,664
Li							0,458	0,827	0,669	0,797
Sr								0,249	0,249	0,295
Na									0,704	0,694
K										0,514

$$r_{\text{кР}}(5) = 0,337 \quad r_{\text{кР}}(1) = 0,433$$

\bar{X}_{In}	0,81	3,07	3,47	-1,29	-1,17	0,316	-0,087	3,186	1,39	1,584
\bar{X}	7,415	1448,76	3309,35	0,610	0,088	2,771	0,86	2051,77	30,6	48,12
\bar{S}_{In}	0,353	0,4256	0,3175	0,389	0,4872	0,50	0,21	0,50	0,44	0,53
S	4,275	1042,46	1691,55	0,039	0,0753	2,463	0,28	1819,91	22,70	45,41
A	-0,35	-0,12	-0,50	0,99	0,02	-0,01	0,59	-0,94	-0,42	-0,03
E	0,04	-0,20	0,17	0,57	-0,21	-0,25	-0,19	1,30	0,05	-0,36
V%	57,65	71,96	51,11	64,61	85,29	88,87	39,47	88,70	74,17	94,36

Таблица 31

Корреляционные связи химических элементов углекислых вод (Cl—HCO₃—
—Na типа) Южного склона Большого Кавказа (n=10)

	M*	Cl*	HCO ₃ **	Cs**	Rb*	Li*	Sr**	Na**	K**	B*
M		0,887	0,845	0,469	0,640	0,570	0,376	0,870	0,874	0,638
Cl			0,829	0,398	0,594	0,562	0,348	0,880	0,871	0,600
HCO ₃				0,425	0,560	0,514	0,309	0,866	0,817	0,472
Cs					0,696	0,521	-0,095	0,420	0,439	0,630
Rb						0,842	0,183	0,573	0,648	0,568
Li							0,261	0,534	0,614	0,432
Sr								0,342	0,392	0,243
Na									0,865	0,527
K										0,548

$$r_{kp}(5) = 0,632 \quad r_{kp}(1) = 0,765$$

\bar{X}_{ln}	1,000	3,48	3,58	-1,30	-1,03	0,50	-0,04	3,42	1,52	1,71
\bar{X}	10,98	3628,1	4130,74	0,07	0,12	3,62	1,07	3044,5	237,47	64,91
Sl _n	0,29	0,39	0,25	0,55	0,43	0,35	0,37	0,35	0,33	0,45
S	5,16	2372,1	1636,35	0,07	0,08	2,05	0,651	716,47	20,00	50,10
A	-0,19	-0,32	-0,09	0,62	0,16	0,02	0,59	-0,22	-0,20	0,04
E	-0,11	-0,00	-0,22	0,39	-0,15	-0,27	0,34	-0,10	-0,16	-0,07
V%	46,97	65,38	39,61	100,19	72,10	56,60	61,10	56,38	53,87	77,19

Таблица 32

Частные корреляционные связи РЦЭ в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа ($n=112$)

1	$r_{RbCs} = 0,58;$	$r_{RbCs \cdot Sr} = 0,58;$	$r_{RbCs \cdot Sr, Li} = 0,45;$	$r_{RbCs \cdot Sr, Li, B} = 0,43;$
2	$r_{RbLi} = 0,62;$	$r_{RbLi \cdot Sr} = 0,60;$	$r_{RbLi \cdot Sr, Cs} = 0,47;$	$r_{RbLi \cdot Sr, Cs, B} = 0,41;$
3	$r_{RbB} = 0,52;$	$r_{RbB \cdot Sr} = 0,52;$	$r_{RbB \cdot Sr, Cs} = 0,34;$	$r_{RbB \cdot Sr, Cs, Li} = 0,13;$
4	$r_{CsLi} = 0,43;$	$r_{CsLi \cdot B} = 0,14;$	$r_{CsLi \cdot B, Sr} = 0,15;$	$r_{CsLi \cdot B, Sr, Rb} = -0,02;$
5	$r_{CsB} = 0,47;$	$r_{CsB \cdot Li} = 0,25;$	$r_{CsB \cdot Li, Sr} = 0,24;$	$r_{CsB \cdot Li, Sr, Rb} = 0,20;$
6	$r_{LiCl} = 0,78;$	$r_{LiCl \cdot M} = 0,57;$	$r_{LiCl \cdot M, HCO_3} = 0,58;$	$r_{LiCl \cdot M, HCO_3, (Na+K)} = 0,47;$
7	$r_{Li(Na+K)} = 0,74;$	$r_{Li(Na+K) \cdot M} = 0,45;$	$r_{Li(Na+K) \cdot M, HCO_3} = 0,39;$	$r_{Li(Na+K) \cdot M, HCO_3, Cl} = 0,13;$
8	$r_{LiM} = 0,70;$	$r_{LiM \cdot Cl} = 0,35;$	$r_{LiM \cdot Cl, HCO_3} = 0,04;$	$r_{LiM \cdot Cl, HCO_3, (Na+K)} = 0,02;$
9	$r_{LiHCO_3} = 0,70;$	$r_{LiHCO_3 \cdot (Na+K)} = 0,32;$	$r_{LiHCO_3 \cdot (Na+K), Cl} = 0,27;$	$r_{LiHCO_3 \cdot (Na+K), Cl, B} = 0,22.$

Частные корреляционные связи РЦЭ в углекислых водах Аджаро-Триалетской складчатой системы ($n=21$)

1	$r_{\text{RbLi}} = 0,87;$	$r_{\text{RbLi} \cdot \text{HCO}_3} = 0,81;$	$r_{\text{RbLi} \cdot \text{HCO}_3, (\text{Na} + \text{K})} = 0,60;$	$r_{\text{RbLi} \cdot \text{HCO}_3, (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}} = 0,62;$
2	$r_{\text{RbCs}} = 0,89;$	$r_{\text{RbCs} \cdot \text{HCO}_3} = 0,83;$	$r_{\text{RbCs} \cdot \text{HCO}_3, (\text{Na} + \text{K})} = 0,66;$	$r_{\text{RbCs} \cdot \text{HCO}_3, (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}} = 0,65;$
3	$r_{\text{RbHCO}_3} = 0,58;$	$r_{\text{RbHO}_3 \cdot \text{SO}_4} = 0,67;$	$r_{\text{RbHCO}_3 \cdot \text{SO}_4, (\text{Na} + \text{K})} = 0,06;$	$r_{\text{RbHCO}_3 \cdot \text{SO}_4, (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}} =$ $= -0,002;$
4	$r_{\text{Rb} (\text{Na} + \text{K})} = 0,86;$	$r_{\text{Rb} (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4} = 0,83;$	$r_{\text{Rb} (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4, \text{HCO}_3} = 0,67;$	$r_{\text{Rb} (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4, \text{HCO}_3, \text{Cl}} = 0,62;$
5	$r_{\text{RbCl}} = 0,69;$	$r_{\text{RbCl} \cdot \text{SO}_4} = 0,75;$	$r_{\text{RbCl} \cdot \text{SO}_4, (\text{Na} + \text{K})} = 0,27;$	$r_{\text{RbCl} \cdot \text{SO}_4, (\text{Na} + \text{K}), \text{HCO}_3} = 0,26;$
6	$r_{\text{CsLi}} = 0,85;$	$r_{\text{CsLi} \cdot \text{HCO}_3} = 0,78;$	$r_{\text{CsLi} \cdot \text{HCO}_3, (\text{Na} + \text{K})} = 0,30;$	$r_{\text{CsLi} \cdot \text{HCO}_3, (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}} = 0,46;$
7	$r_{\text{Cs} (\text{Na} + \text{K})} = 0,86;$	$r_{\text{Cs} (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4} = 0,93;$	$r_{\text{Cs} (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4, \text{HCO}_3} = 0,85;$	$r_{\text{Cs} (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4, \text{HCO}_3, \text{Cl}} = 0,82;$
8	$r_{\text{CsHCO}_3} = 0,59;$	$r_{\text{CsHCO}_3 \cdot \text{Li}} = 0,28;$	$r_{\text{CsHCO}_3 \cdot \text{Li}, (\text{Na} + \text{K})} = 0,60$	$r_{\text{CsHCO}_3 \cdot \text{Li}, (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}} = 0,15;$
9	$r_{\text{LiCl}} = 0,81;$	$r_{\text{LiCl} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = 0,35;$	$r_{\text{LiCl} \cdot (\text{Na} + \text{K}) \text{HCO}_3} = 0,55;$	$r_{\text{LiCl} \cdot (\text{Na} + \text{K}), \text{HCO}_3, \text{SO}_4} = 0,56;$
10	$r_{\text{LiHCO}_3} = 0,55;$	$r_{\text{LiHCO}_3 \cdot (\text{Na} + \text{K})} = -0,46;$	$r_{\text{LiHCO}_3 \cdot (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}} = -0,61;$	$r_{\text{LiHCO}_3 \cdot (\text{Na} + \text{K}), \text{Cl}, \text{Mg}} =$ $= -0,59.$

стронция, бора, гидрокарбоната, натрия, калия, минерализации, даже самих РЩЭ, она часто остается высокой и положительной (табл. 32, 33). Отмеченное дает основание предполагать вероятный парагенез РЩЭ в углекислых водах Грузии [91]. Кроме того, корреляционная зависимость лития с хлором (табл. 32, 33) в углекислых водах как Южного склона Большого Кавказа, так и Аджаро-Триалетской системы при нивелировании, роли основных ионов химического состава и минерализации, остается высокой. Такими же высокими остаются корреляционные зависимости рубидия и цезия с ка-

Таблица 34

Уравнения регрессии РЩЭ в углекислых водах Южного склона
Большого Кавказа

- 1) $\ln Rb = 0,19 \ln (Na + K) + 0,35 Cl - 3,17$; $(\delta = 3,13)$;
- 2) $\ln Rb = 0,75 \ln Cs + 0,75 \ln Sr - 0,8$;
- 3) $\ln Cs = 0,31 \ln (Na + K) - 3,17$;
- 4) $\ln Cs = 0,48 \ln HCO_3 + 0,33 \ln Rb - 2,44$; $\delta = (1,02)$;
- 5) $\ln Li = 1,34 \ln M - 2,20$;
- 6) $\ln Li = 0,92 \ln (Na + K) + 0,56 \ln Cl + 0,31$; $(\delta = 2,08)$;
- 7) $\ln Li = 0,77 \ln Mg - 0,55 \ln SO_4 - 0,32$.

лием в углекислых водах Аджаро-Триалетии (табл. 33). В некоторых случаях нивелирование с одним компонентом усиливает корреляционную зависимость других. Так, корреляционная зависимость цезия и лития усиливается при нивелировании калием и хлором. Такое же усиление зависимости наблюдается между литием и хлором при нивелировании роли калия и сульфат-ионов (табл. 33).

Интересно заметить, что при нивелировании роли калия, хлора и магния появляется сильная отрицательная связь лития с гидрокарбонатом (табл. 33). Кроме того, во многих случаях (табл. 32, 33) наблюдается уменьшение корреляционной связи между гидрокарбонатом и РЩЭ при нивелировании другими компонентами. Отмеченная особенность указывает на то, что накопление РЩЭ и гидрокарбоната в углекислых водах, по-видимому, определяется разнонаправленными процессами наложенного характера.

О сильной связи РЩЭ между собой и с основными ионами химического состава углекислых вод также свидетельствуют приведенные уравнения регрессии (табл. 34), кото-

рые хорошо показывают количественную характеристику связи между ионами. Малая дисперсия выявленных линий регрессии также является показателем вышеотмеченного. Как видно из уравнений регрессии 2, 5, 6 и 7 табл. 34, между рубидием и литием, с одной стороны, и цезием, калием и минерализацией (М), с другой, существует почти функциональная положительная зависимость. Кроме того, приведенные уравнения и многие им подобные можно использовать для прогнозирования неизвестного иона в том случае, когда известны другие [91].

Углекислые воды с высокими коэффициентами водной миграции и концентрации РЩЭ приурочены к сланцевым отложениям Южного склона Большого Кавказа (табл. 22). Высокие содержания РЩЭ в глинистых сланцах и отмеченная приуроченность к ним углекислых вод с повышенными концентрациями РЩЭ являются подтверждением ведущей роли литологофациальных факторов в формировании подобных вод.

Здесь следует отметить, что в углекислых водах отмеченного района концентрирование щелочных элементов происходит не в соответствии с их содержаниями в породах и соотношение между ними сильно нарушено (табл. 21). Общая тенденция уменьшения соотношения щелочных элементов в углекислых водах по поперечному сечению наблюдается в сторону Главного надвига. В полосе развития отмеченного регионального шва в обогащенных РЩЭ углекислых водах наблюдаются чрезвычайно низкие отношения: Na/K (до 4,2), K/Li (до 6,5), K/Rb (до 83), K/Cs (до 32), Rb/Cs (до 0,3) [91].

Как видно из табл. 21, значения соотношений щелочных элементов очень занижены за счет высоких концентраций РЩЭ. Эти соотношения порой ниже подобных величин горных пород с высоким содержанием РЩЭ [58, 149, 155]. Кроме того, на отдельных участках, как выше было отмечено, наблюдается сильное возрастание концентрации РЩЭ, по сравнению с относительным ростом общей минерализации [122].

Из рис. 6, 7, 8 хорошо видна общая тенденция РЩЭ накапливаться с ростом минерализации углекислых вод. Но на графиках выделяются также другие линии, соответствующие более сильным возрастаниям концентрации РЩЭ. При этом высокие содержания РЩЭ соответствуют углекислым водам с минерализацией от 6 до 27 г/л. Эти «аномальные», особенно маломинерализованные углекислые воды представляют собой

известный источник Кароби, который расположен в области развития глубинных тектонических разрывов [22, 206].

По мнению некоторых исследователей [225], такое большое накопление РЩЭ в углекислых водах происходит при взаимодействии в системе «вода—порода» в условиях высо-

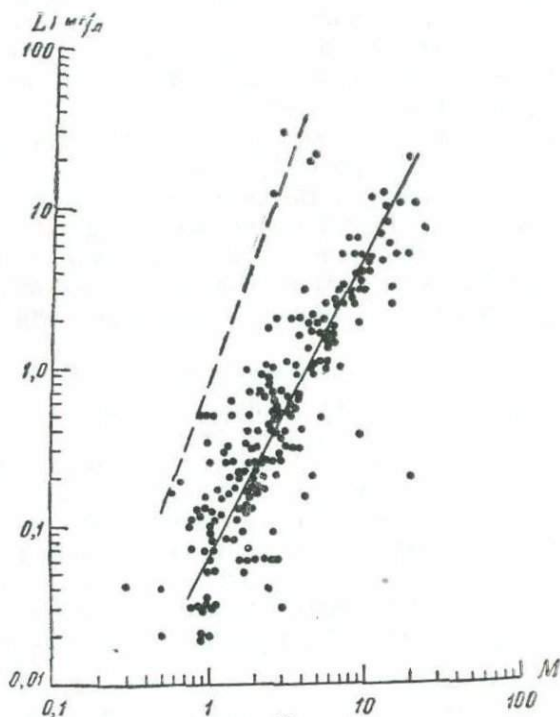


Рис. 6. Зависимость содержания лития от минерализации углекислых вод Южного склона Большого Кавказа.

ких температур и давления, при этом почти полностью отрицается их эндогенное происхождение. Накопившийся в последнее время материал об активизации РЩЭ при интенсивном проявлении постмагматического метасоматоза [12, 191, 239], а также по изотопному составу углерода CO_2 углекислых вод Грузии [30], дают основание полагать, что удельная доля эндогенных растворов в генезисе РЩЭ для углекислых вод не так уж мала. Тем более, что углекислые воды Грузии с повышенным содержанием РЩЭ, как правило, приурочены к тектонически напряженным зонам (уч. Кароби и др.), где

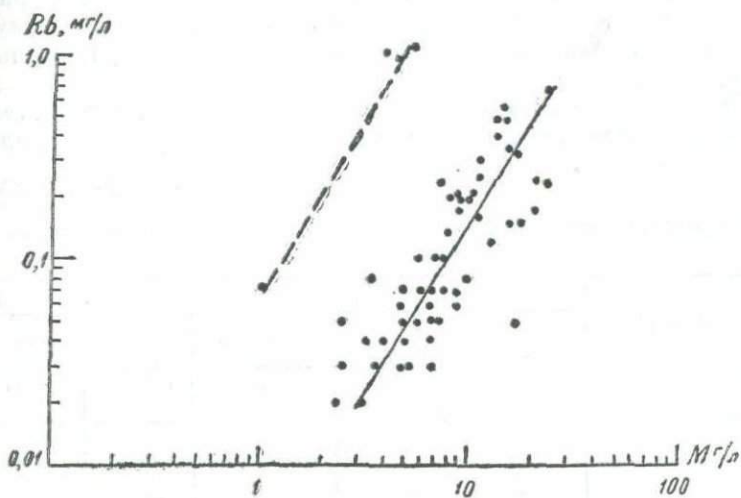


Рис. 7. Зависимость содержания рубидия от минерализации углекислых вод Южного склона Большого Кавказа.

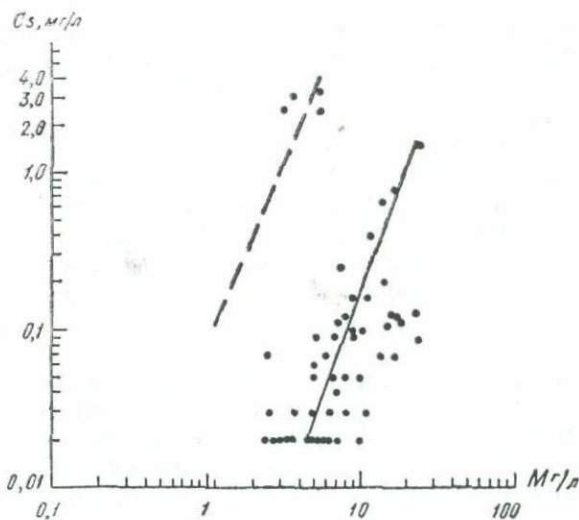


Рис. 8. Зависимость содержания цезия от минерализации углекислых вод Южного склона Большого Кавказа.

наблюдаются узлы пересечения глубоких тектонических разрывов с проявлениями молодого магматизма, с сильными гидротермальными изменениями и скарнированием горных пород [91].

В связи с сильно выраженными катионными свойствами РЩЭ, основной формой их нахождения в природных водах,

Таблица 35

Содержание основных форм нахождения лития и рубидия в углекислых водах Грузии

Химический состав вод	Литий, %			Рубидий, %	
	Li ⁺	$\frac{[\text{LiOH}]^+}{0,67}$	$\frac{[\text{Li SO}_4^-]}{0,23}$	Rb ⁺	$\frac{\text{Rb}^+}{0,77}$
HCO ₃ -Ca	99,94—99,99	—	0,01—0,04	99,99	0,1
HCO ₃ -Na		—		99,85	0,15
HCO ₃ -Cl-Na		—			
Cl-HCO ₃ -Na		—		99,50	0,50

как и следовало ожидать, являются простые катионы. Способность РЩЭ к комплексообразованию с неорганическими аддендами, как известно [23], в общем балансе практически ничтожна.

Как видно из приводимой табл. 35 в углекислых водах Грузии в основном 99,5% РЩЭ находятся в простой катионной форме, при этом содержание комплекса [LiSO₄⁻] наблюдается лишь до 0,06%, а RbCl — до 0,5%, что касается цезия, то он, в связи с наименьшей среди щелочных элементов электроотрицательностью, почти не образует комплексных ионов с неорганическими аддендами.

Резюмируя все изложенное выше, можно заключить, что повышение содержания РЩЭ в углекислых водах Грузии происходит в основном в системе взаимодействия «вода—порода» под влиянием геотермальных процессов.

По содержанию РЩЭ в неуглекислых водах Грузии наибольший интерес, как выше было отмечено, представляют воды зон замедленной циркуляции (метановые воды и рассолы). В этих водах из РЩЭ только лишь литий выделяется как хорошо концентрирующийся элемент. Что касается рубидия и цезия, они в большинстве случаев не обнаруживаются в водах, то есть находятся в содержаниях ниже чув-

Таблица 36

Относительная концентрация лития в неуглекислых подземных водах и рассолах Грузии

Геотектонические зоны	Водоносные комплексы	Содержание (среднее и максимальное), мг/л	Коэффициент водной миграции, Кх	Коэффициент концентрации, Кк
М е т а н о в ы е в о д ы				
Южный склон Большого Кавказа	Сланцевые и карбонатные отложения юры и нижнего мела	0,9—9,4	15,9—34,97	0,028—0,29
Грузинская глыба	Песчаники, глины, мергели, известняки мио—плиоцена, палеогена и верхнего мела	1,07—4,2	1,74—7,35	0,03—0,1
Аджаро-Триалетская система	Туфобрекчии среднего эоцена	0,72	4,8	0,02
Р а с с о л ы				
Грузинская глыба	Порфиритовая свита байоса и соленосные отложения верхней юры	12,74—49,0	3,81—4,312	0,39—1,5

ствительности применяемого метода. В редких случаях (см. гл. III) содержание рубидия доходит до 0,05 мг/л, а цезия — до 0,015 мг/л. Такое низкое содержание рубидия и цезия в метановых водах и рассолах, как полагают многие исследователи [35, 78, 139], объясняется большей, чем у лития, склонностью этих элементов к сорбции глинистым веществом и к садке с высокорастворимыми солями. Водовмещающие породы этих вод, особенно вод грязевых вулканов, как было отмечено, представлены мощными глинистыми толщами. Кроме того, по данным М. Г. Воляшко, А. И. Поливановой, И. К. Жеребцовой и др. [35], в процессе концентрирования морской воды и в рассолах Иркутского амфитеатра в конце стадии садки эпсомита и сильвина происходит максимальное осаждение рубидия, тогда как литий продолжает накапливаться в растворе вплоть до стадии эвтоники.

Содержание лития в метановых подземных водах и рассолах Грузии варьирует в больших пределах. Наиболее характерные концентрации лития в этих водах приводятся в таблицах [36, 37].

Как видно из табл. 36, 37, с повышением минерализации параллельно со сменой химического состава: $\text{Cl} - \text{SO}_4 - \text{Na} - \text{Ca} \rightarrow \text{SO}_4 - \text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Na} \rightarrow \text{HCO}_3 - \text{Cl} - \text{Na} \rightarrow \text{Cl} - \text{HCO}_3 - \text{Na} \rightarrow \text{Cl} - \text{Na} \rightarrow \text{Cl} - \text{Ca} - \text{Na}$ повышается концентрация лития от 0,02 мг/л до 49 мг/л. При этом следует заметить, что в крепких рассолах (удельный вес 1,165 г/см³) содержание лития (49 мг/л) превышает его кларк в литосфере, и коэффициент концентрации достигает 1,5. Кроме того, следует обратить внимание на повышенное содержание лития в хлор-натриевых метановых водах сланцевых и карбонатных отложений юры Южного склона Большого Кавказа (уч. Октомбери). По коэффициенту водной миграции лития эти воды почти в десять раз превосходят обогащенные им рассолы Грузинской глыбы. Соот-

Таблица 37

Распределение лития в неуглекислых подземных водах и рассолах Грузии

Химический состав вод	Минерализация вод, г/л	Температура вод, °С	Преобладающий газ	Содержание лития, мг/л
Южный склон Большого Кавказа				
$\text{Cl}-\text{SO}_4-\text{Na}-\text{Ca}$	0,4	20	CH_4-N_2	0,02—0,07
$\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$	0,5—1,0	16—37	CH_4-N_2	0,09—0,6
$\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$	1,9—2,0	16—20	CH_4-N_2	1,2—1,6
$\text{Cl}-\text{Na}$	7,4—8,4	16—27	CH_4-N_2	8,1—9,4
Грузинская глыба				
$\text{SO}_4-\text{HCO}_3-\text{Ca}-\text{Na}$	0,6—1,6	39—91	N_2	0,02—0,1
$\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$	8,3—30,0	20—25	CH_4	0,27—4,2
$\text{Cl}-\text{Na}$	10—80	20—80	CH_4	0,025—3,4
$\text{Cl}-\text{Ca}-\text{Na}$	16—354,9	12—90	CH_4	0,03—49,0
Аджаро-Триалетская система				
$\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$	0,4—4,6	38—43	N_2	0,02—0,7

ношение K/Li в этих водах довольно пониженное (2,64). По содержанию лития и бора отмеченные воды вполне сопоставимы с углекислыми водами Южного склона. Это наводит на мысль заключить, что в формировании редкометалльных подземных вод, при прочих равных условиях, ведущее значение имеет литолого-фациальный характер водовмещающих пород. В данном случае ко всему еще добавляется повышенная геотермическая напряженность отмеченного участка. Кстати, следует отметить, что слабоминерализованные термальные воды Кахетии (Торгвас-абано, Мкрали-цклеби и др.) сравнительно обогащены литием (табл. 37).

В целом, если рассмотреть (за исключением вышеотмеченных вод Кахетии) концентрирование лития в подземных водах разной генерации (углекислые, метановые воды и рассолы), то заметно, что рост минерализации сопровождается увеличением концентрации лития при заметном отставании, сравнительно с углекислыми водами, в метановых водах и рассолах (рис. 9). Как видно из рисунка, одинаковые кон-

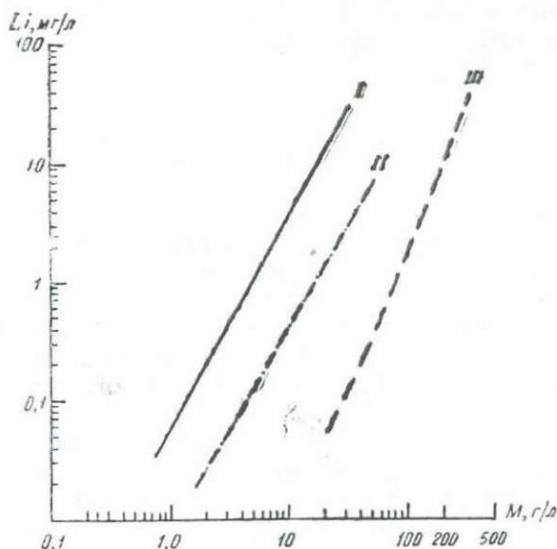


Рис. 9. Зависимость содержания лития от минерализации подземных вод Грузии: I. Углекислые воды, метановые, II. минерализованные воды и III. рассолы.

центрации лития соответствуют совершенно разным минерализациям вод, так, например, 5 мг/л содержания лития в углекислых, метановых водах и рассолах соответствует минерализациям 12, 45, и 150 г/л.

Миграционный ряд щелочных элементов в метановых водах и рассолах примерно такой: $\text{Na} \geq \text{Li} > \text{K} \dots$

Из приведенного материала можно прийти к неоспоримому выводу, что концентрирование лития в минерализованных метановых водах и рассолах происходит с увеличением минерализации, вплоть до галогенеза включительно. Но, как отмечают М. Г. Валяшко, А. И. Поливанова и др. [35], в эвтонических рассолах при подобных процессах не может накапливаться больше 20 мг/л лития. В нашем случае (рассолы скв. г. Очамчире) содержание лития намного выше отмеченного предела, что дает основание полагать о существовании дополнительных источников лития. Такими источниками могли быть гранитоиды Дзирульского массива как источник сноса и постмагматические процессы. Интенсивный вынос щелочных элементов при разрушении гранитоидов в зоне гипергенеза [58, 209] и обогащение пород и природных вод редкими щелочными элементами в процессе постмагматической деятельности [155, 191, 209], имевшие довольно активное проявление в некоторых частях районов распространения рассолов, дают основание думать о справедливости высказанного предположения.

Б. АНИОНОГЕННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Мышьяк. В геохимическом отношении мышьяк является одним из интересных и достаточно хорошо изученных элементов. Кларк мышьяка в литосфере составляет $1,7 \cdot 10^{-4}$ вес.%. Особенно большими его концентрациями характеризуются сульфидные рудные минералы—арсенопирит, реальгар, аурипигмент и др. Однако подавляющая часть мышьяка в земной коре находится в рассеянном состоянии, его концентрация варьирует от 0,5 до 15 мг/кг. Среди горных пород повышенным содержанием мышьяка характеризуются глинистые породы, при образовании которых мышьяк большей частью осаждается вместе с ними. По данным Ониси и Санделя [248], высокие концентрации мышьяка ($\text{п} \cdot 10^{-3} \%$) приурочены к глубоководным областям тонких осадков, а относительно низкие концентрации— к прибрежным грубым отложениям. Сланцы со значительной примесью углистого материала или сульфидов обычно содержат мышьяка больше ($6,6 \cdot 10^{-4} \%$), чем другие разновидности сланцев. Песчаники и известняки содержат меньше мышьяка, чем сланцы. Изверженные породы обычно менее обогащены мышьяком, чем осадочные. Содержание мышьяка в магма-

тических породах Большого Кавказа, по данным З. Я. Церцвадзе [212], составляет $p \cdot 10^{-4}\%$. В осадочных породах Кавказа мышьяк, к сожалению, изучен недостаточно.

Среди многих элементов мышьяк отличается относительно хорошей миграционной способностью, что объясняется физическими и химическими свойствами его соединений — легколетучестью, сравнительно хорошей растворимостью и т. д.

В природных водах, так же как и в земной коре, мышьяк не образует значительных концентраций, и в морской воде среднее его содержание составляет около 0,003—0,01 мг/л [248].

В подземных водах содержание мышьяка редко превышает 0,1 мг/л, но в отдельных случаях фиксируются его значительные концентрации (до 1 мг/л и более). Сравнительно большими концентрациями мышьяка отличаются рудничные воды мышьяковых и колчеданных месторождений, а также углекислые воды, формировавшиеся в зонах глубоких тектонических нарушений в областях альпийской складчатости и активного вулканизма [2, 124]. Среди известных мышьяк-содержащих вод, по данным многих исследователей [4, 8, 124], выделяются рудные воды месторождений Гайское и Зуби (СССР), Левико (Франция), Ронченьо (Италия) и углекислые воды: Синегорские, Джульфинские, Налачевские, Азатаван, Худес, Чучкур, Авадхара (СССР), Стимбот (США), Дюркгейм (Германия) и др.

Как отмечают многие исследователи (В. В. Аварьев, 1960; М. И. Врублевский, 1948; Н. Григорьев и А. Ченцов, 1939), мышьяк в подземные воды может поступать как за счет выщелачивания этого элемента, находящегося в породе в рассеянном состоянии и из рудных минералов, с одной стороны, так и поглощением подземными водами эндогенных эманаций с другой.

В зоне гипергенеза поступление мышьяка в раствор связано с окислением и разложением рудных мышьяковых минералов (арсенопирит, реальгар, аурипигмент и др.). Поведение мышьяка в условиях зоны окисления, в случае гипогенных арсенопиритовых руд, по мнению С. С. Смирнова [190], можно представить по следующей схеме: арсенопирит → скородит → лимонит и мышьяковая кислота → арсениаты меди, свинца, цинка, железа, кальция и др. Образовавшиеся в конечном счете арсениаты под длительным воздействием вод, особенно кислых, вновь переходят в раствор и в благоприятных условиях мигрируются водами. Конечным продуктом окисления реальгара и аурипигмента является ар-

Мышьяксодержащие подземные воды Грузии

Местоположение	Водоносный комплекс	pH	Eh, мв	Содержа- ние мы- шьяка, мкг/л	CO ₂ г/л	Минера- лизация, г/л	Темпера- тура, °C	Тип воды
Углекислые воды								
Авадхара, скв. 7	Сланцевые отложения ср. и нижн. юры	6,8	+240	1000	2,3	5,9	10	HCO ₃ -Na -Ca
Авадхара, скв. 8	"	7,2	—	1130	1,5	10,0	11	HCO ₃ - Na
Грушевая поляна	"	6,0	—	3000	1,4	3,1	3	HCO ₃ - Cl -Na-Ca
Урави	"	7,3	+220	2500	1,7	11,1	10	HCO ₃ - Cl -Na
Урави	"	6,3	+230	1500	0,8	3,5	10	HCO ₃ - Cl -Na-Mg
Урави	"	7,1	+248	6000	0,8	26,8	12	HCO ₃ - Cl -Na
Урави	"	6,4	+142	5000	1,3	13,4	10	Cl -HCO ₃ -Na
Хорнаулта	"	7,1	+246	3000	0,5	22,6	8	HCO ₃ - Cl -Na
Гули	"	6,6	+202	2500	2,0	17,8	8	Cl -HCO ₃ -Na
Чаргали, скв. 9	Отложения нижн. мело- вого терриген. флиша	6,7	+230	3000	1,6	15,7	15	HCO ₃ - Cl -Na
Вардзия, скв. 7	Карбонат. отложения верхнего мела	7,0	—	1900	0,6	10,6	41	HCO ₃ - Cl -Na
Рудничные воды								
Зуби	Гидротермальная сильно измененная пиритизиро- ванная зона	3,5	+226	2000	—	5,2	10	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg
Лухуни, шт. II	Реальгар-аурипигменто- вое оруденение	6,8	—	600	—	0,8	8	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg
Цаца, шт. 4	Арсенопиритовое оруде- нение	4;0	—	55	—	0,4	5	SO ₄ - Na -Mg

сенолит, способный хорошо мигрировать подземными водами.

По своим миграционным свойствам мышьяк является хорошо мигрирующим в водах элементом и, по данным П. А. Удолова и др. [203], его коэффициент миграции в водных ореолах рассеяния составляет $n \cdot 10^{-4}$. В углекислых водах же миграционная способность мышьяка еще более повышена и, по данным С. Р. Крайнова и др. [124], коэффициент водной миграции мышьяка увеличивается до $n \cdot 10^3$.

В подземных водах Грузии повышенным содержанием мышьяка выделяются рудничные воды мышьяковых месторождений Лухуни и Цана, а также мышьякового минерального источника Зуби, находящиеся в сильнопиритизированной зоне. Кроме того, большими концентрациями мышьяка отличаются углекислые воды, в основном, Южного склона Большого Кавказа (табл. 38, 39). Содержание мышьяка в углекислых водах Грузии варьирует в больших пределах. По концентрации мышьяка среди геотектонических зон, вмещающих углекислые воды Грузии, выделяется Южный склон Большого Кавказа (табл. 39). Как видно из табл. 39, среднее содержание и относительная концентрация мышьяка особенно велики в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа. Среди водоносных комплексов в этом отношении от других сильно отличаются сланцевые отложения нижней и средней юры [83]. Коэффициент водной миграции мышьяка в углекислых водах Грузии, как видно из табл. 39, высокий. В обогащенных мышьяком углекислых водах величина этого коэффициента местами достигает $n \cdot 10^3$. Такие чрезвычайно высокие коэффициенты водной миграции мышьяка, достигающие величины коэффициентов таких хороших водных мигрантов, как хлор и бор, довольно редкое явление, как отмечают некоторые исследователи [124].

В пределах Южного склона Большого Кавказа содержание мышьяка в углекислых водах, как видно из рис. 10, 11, носит своеобразный характер. Гистограмма распределения мышьяка (рис. 10) имеет три пика, первый из которых соответствует кларку гидросферы (10 мкг/л), второй — среднему показателю региона (30 — 130 мкг/л), третий — (>130 мкг/ до 4 мг/л) повышенным, но редким содержаниям мышьяка.

В распределении углекислых мышьякосодержащих вод Южного склона Большого Кавказа наблюдается приурочен-

Таблица 39

Относительная концентрация мышьяка в углекислых водах Грузии

Геотектонические зоны	Водоносные комплексы	Содержание*, мг. л	Коэффициент концентрации	Коэффициент водной миграции	Относительная концентрация, %
I. Южный склон Большого Кавказа	1. Сланцевые отложения нижней и средней юры.	0,609—6,0	0,35 —3,53	61,23—603,3	0,015 —0,022
	2. Карбонатный флиш верхней юры.	0,043—0,12	0,025—0,07	4,11— 11,5	0,00069—0,0007
	3. Терригенный и карбонатный флиш нижнего мела.	0,222—3,0	0,13 —1,75	1,25—169,3	0,0021 —0,019
II. Аджаро-Триалетская складчатая система	4. Карбонатные и вулканогенно-флишевые отложения верхнего мела, палеогена и эоцена.	0,028—0,19	0,016—0,11	9,384—20,2	0,0005—0,0018
III. Артвино-Болнисская глыба	5. Карбонатные отложения верхнего мела и туфопесчаники миоценона.	0,17—0,19	0,1 0,11	11,5—14,0	0,0018—0,0013

* Содержание мышьяка дано в средних и максимальных величинах.

ность их выходов к глубоким тектоническим разломам в глинистых сланцах, южнее Главного надвига. Среди участков с повышенным содержанием мышьяка выделяются углекислые воды Грушевой поляны, Авадхара, Урави, Хевсурети и Чаргали [83]. Из перечисленных участков лишь Урави находится поблизости от богатого реальгар-аурипитментного месторождения Лухуни, все остальные участки отдалены от известных мышьяковых месторождений. Наоборот, в этих водах с повышением глубины содержание мышьяка увеличивается (корреляционная зависимость между минерализацией и содержанием мышьяка составляет $+0,83$ при $n=78$), местами (Авадхара) в очаге разгрузки углекислой воды наблюдаются ртутно-мышьяковые минералы [87]. Эти воды представлены в основном $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Na}$ типами (табл. 38).

Вычисление рангового коэффициента корреляции между мышьяком и основными показателями химического состава углекислых вод данного региона показало, что корреляционная связь As—Cl и As—Na почти везде значимая (табл. 40). Как видно из приводимой таблицы, значимая корреляционная связь As—M наблюдается только в углекислых водах $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ состава.

Гидрогеохимические поля концентрации мышьяка (в диаграмме Eh—pH) в углекислых водах, как видно из рисунка 11, в основном находятся в пределах pH (от 6,2 до 7) и Eh+ (от 200 до 250 mv). В рассмотренных углекислых и рудничных мышьяксодержащих водах, которые характеризуются повышенными значениями потенциала Eh ($+>180$ mv) формой нахождения мышьяка, по всей вероятности, является мышьяковая кислота (H_3AsO_4).

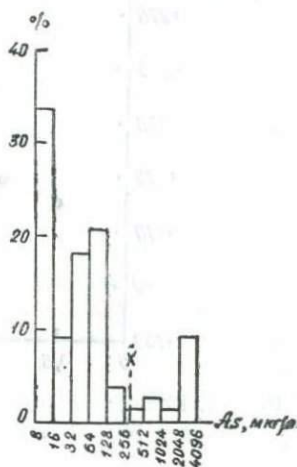


Рис. 10. Гистограмма распределения мышьяка в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа ($n=78$).

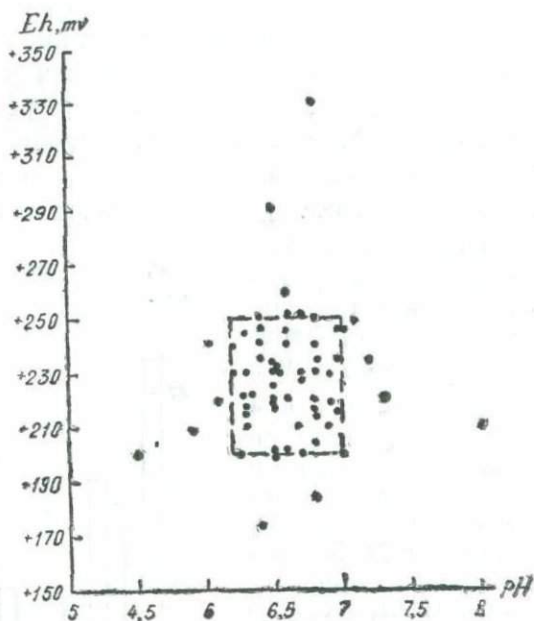


Рис. 11. Положение мышьяксодержащих углекислых вод Южного склона Большого Кавказа на диаграмме Eh-pH среды.

Таблица 40

Значения эмпирического рангового коэффициента корреляции мышьяка в углекислых водах глинистых сланцев Южного склона Большого Кавказа (n=10)

	Химический состав вод	
	HCO ₃ -Cl-Na	Cl-HCO ₃ -Na
Na ⁺	+0,80	+0,62
K ⁺	+0,50*	+0,02*
Cl ⁻	+0,76	+0,60
M	+0,71	+0,41*

* При 5%-ной значимости корреляционная связь незначимая.

С помощью термодинамических пересчетов по схеме:
 $\Sigma A_s = [H_3AsO_4] + [H_2AsO_4^-] + [HA_sO_4^{2-}] + [AsO_4^{3-}]$ установлено (табл. 41), что углекислые и рудничные воды со слабо-

щелочной реакцией (рН от 6 до 7) характеризуются анионами диссоциированной мышьяковой кислоты $[H_2AsO_4^-]$ и $[HAsO_4^{2-}]$, а кислые рудничные воды (рН 3—5) — слабодиссоциированной формой мышьяковой кислоты $[H_3AsO_4]$ и $[H_2AsO_4^-]$.

На основании вышеприведенного материала можно заключить, что возможность обогащения подземных вод мышьяком в зоне окисления сульфидных (мышьяковых) месторождений не вызывает сомнения. Проведенная статистическая обработка подтвердила это, выявив корреляционную зависимость между мышьяком и основными показателями рудничных вод. Таким же путем можно объяснить повышение содержания мышьяка в близлежащих водах Урави, хотя в последних мышьяка содержится в десять раз больше. Но большинство из выявленных углекислых мышьяксодержащих вод, как было отмечено выше, расположены вдали от известных мышьяковых месторождений. Полоса развития углекислых мышьяковых вод Южного склона Большого Кавказа отдалена от Главного надвига, в пределах которого наблюдается крайне низкое содержание мышьяка [212]. Незначительное содержание мышьяка в углекислых водах полосы Главного надвига Южного склона Большого Кавказа, по-видимому, является результатом сильной метаморфизации пород и сравнительно повышенного содержания сероводорода в углекислых водах.

Мышьяксодержащие углекислые воды приурочены к отдельным зонам, по всей вероятности, к узлам пересечения глубоких тектонических трещин в глинистых сланцах (аспидные сланцы), в пределах которых распространены минерализованные, в основном, HCO_3 — Cl — Na углекислые воды. Приуроченность мышьяксодержащих углекислых вод к глубоким тектоническим разломам в сланцевых отложениях, положительная корреляционная зависимость мышьяка с минерализацией, общая заряженность мышьяком региона, высокое содержание рассеянного мышьяка в аспидных сланцах, повышенные геотермические условия, усиливающие процесс выщелачивания, метаморфическая CO_2 и глубинная тектоника выявленной полосы дают основание полагать, что в этих водах мышьяк накапливается, в основном, за счет рассеянного мышьяка из горных пород при взаимодействии в системе «вода—порода» [83].

Повышенное содержание мышьяка в углекислых водах, особенности его распространения, большое сходство с из-

Содержание основных неорганических форм мышьяка

Химический состав вод	Основные геохимические параметры среды				
	pH	Eh, mv	Ионная сила, μ	Активность	
				γ_1	γ_2
Углекислые воды					
HCO-Ca	5,9-7,1	+180-+210	0,005-0,03	0,85-0,92	0,55-0,75
HCO ₃ -Ca- -Na	5,9-7,6	+230-+235	0,03-0,09	0,80-0,94	0,41-0,81
HCO ₃ -Na- -Ca-Mg	6,3-6,8	+246-+250	0,002-0,04	0,81-0,85	0,44-0,55
HCO ₃ -Na	6,5-6,8	+214-+250	0,1-0,2	0,80-0,81	0,41-0,44
HCO ₃ -Cl- -Na(Ca)	5,5-6,8	+200-+230	0,009-0,1	0,81-0,91	0,44-0,66
HCO ₃ -Cl- -Na	6,4-6,9	+220-+230	0,08-0,3	0,80-0,81	0,41-0,44
Cl-HCO ₃ - -Na(Ca)	6,3-8,3	+202-+246	0,08-0,4	0,80-0,82	0,41-0,45
Рудничные воды					
SO ₄ -Ca- -Mg	5,0-6,0	+250-+290	< 0,005	0,92-0,97	0,85-0,90
SO ₄ -Ca- -Mg	3,9-4,0	+250-+285	< 0,005	0,91-0,93	0,70-0,74
HCO ₃ -SO ₄ - -Ca-Mg	6,7-7,0	+250-+270	< 0,005	0,92-0,96	0,85-0,87
SO ₄ -HCO ₃ - -Ca-Mg	6,8-7,1	+250-+270	< 0,005	0,91-0,96	0,67-0,87

вестными углекислыми водами [8], у выходов которых образуются мышьяковые минералы, все это наводит на мысль о возможности возникновения реальгар-аурипигментовой минерализации в очагах разгрузки углекислых мышьяковых вод Грузии [83].

Таблица 41

в подземных водах Грузии

миграции ионов	Основные формы миграции мышьяка в %			
	H ₃ AsO ₄	H ₂ AsO ₄ ⁻	HA ₂ O ₄ ²⁻	AsO ₄ ³⁻
		$K=5,98 \cdot 10^{-3}$	$K=1,05 \cdot 10^{-7}$	$K=3,89 \cdot 10^{-12}$
γ_3				
0,32-0,54	< 0,001	38,13-90,05	53,97-61,86	< 0,001
0,16-0,63	< 0,001	20,59-90,00	8,39-79,38	< 0,001-0,019
0,16-0,32	< 0,001	44,70-71,04	28,96-55,03	< 0,001-0,004
0,14-0,16	< 0,001	14,43-55,06	44,94-85,57	< 0,002-0,004
0,16-0,39	< 0,001	44,97-62,77	30,75-55,03	< 0,001-0,004
0,14-0,32	< 0,001	20,58-87,70	12,43-79,40	< 0,001-0,017
0,14-0,17	< 0,001	19,89-72,16	27,84-79,92	< 0,001-0,178
0,78-0,80	42,00-57,64	30,11-37,14	0,7-6,28	< 0,001
0,52-0,54	61,0-70,3	18,2-27,74	0,2-0,94	< 0,001
0,70-0,74	< 0,001	50,1-52,87	39,2-47,21	< 0,001-0,0016
0,44-0,74	< 0,001	35,65-57,97	41,98-64,46	< 0,002-0,0048

Бор. Закономерностям геохимии бора в разных природных условиях в последнее время уделяется большое внимание в советской и зарубежной литературе [9, 16, 33, 60, 65, 118, 125, 153, 191, 198, 222]. На основе этих исследований бор изучен в гипергенных и гипогенных процессах, установ-

лено его содержание в различных породах, водах и организмах, изучены вопросы его генезиса и миграции. Несмотря на вышеотмеченное, в связи с чрезвычайно многообразным геохимическим характером бора и его соединений, многие вопросы остаются проблематичными и нерешенными.

Среднее содержание бора в литосфере, по А. П. Виноградову [41], $-1,2 \cdot 10^{-3} \%$. По данным многих исследователей, известняки и доломиты характеризуются наиболее низким содержанием бора, в среднем 17 г/т. Заметно повышенное содержание бора (110 г/т) обнаруживается в глинистых сланцах, где бор концентрируется в наиболее тонкозернистых фракциях. При этом сорбция бора глинистыми материалами происходит не только при формировании осадочных пород, но и в процессе выветривания. Для накопления бора в осадочных породах, кроме гранулометрического состава, существенное, но обратное, значение имеет также соленость формирующихся осадков. Процессы диагнеза и метаморфизма, как указывает В. Л. Барсуков [17], приводят к уменьшению содержания бора. Таким образом, накопление бора в осадочных породах связано, главным образом, с процессом сорбции бора глинистыми минералами и гидроксидами, а также с соленостью формирующихся осадков. Содержание бора в изверженных породах увеличивается от основных к кислым (5—20 г/т). Среди породообразующих минералов изверженных пород основным минералом-концентратом и минералом-носителем бора является плагиоклаз [17].

Несмотря на невысокое содержание бора в литосфере, он широко распространен в природе. В этом отношении особенно выделяются природные воды, в которых местами наблюдаются высокие концентрации бора, имеющие промышленное значение (И. К. Зайцев, 1968; С. Р. Крайнов, 1964; А. В. Щербачков, 1961). Среди природных вод высокими концентрациями бора характеризуются поверхностные рапы и подземные рассолы, а также углекислые и метановые воды.

Подземные воды Грузии в отношении разнообразного характера генезиса и высоких содержаний бора являются интересными среди аналогичных вод многих регионов [89]. Нижеприведенная геохимическая характеристика закономерности распространения бора в подземных водах Грузии дается на материалах полевых и лабораторных исследований, проведенных автором с сотрудниками Сектора гидрогеологии и инженерной геологии АН СССР, с использованием имеющихся фондовых работ, проводимых с целью выявления ресурсов минеральных и промышленных подземных вод и нефти.

Таблица 42

Относительная концентрация бора в подземных водах Грузии $\left(\frac{\text{среднее}}{\text{доверительный интервал}} \right)$

Геотектонические зоны	Содержание бора, мг/л (\bar{x})	Минерализация, г/л (\bar{x})	Коэффициент концентрации, Кк	Коэффициент водной миграции, Кх	Относительные концентрации, %	Преобладающий газ
Южный склон Большого Кавказа	$\frac{77,5}{59,3-101,3}$	$\frac{7,6}{6,3-9,2}$	$\frac{6,5}{4,94-8,44}$	$\frac{849,7}{874,3-917,5}$	$\frac{1,01}{0,94-1,63}$	CO ₂
Грузинская глыба	$\frac{43,5}{30,0-60,0}$	$\frac{41,6}{31,0-55,9}$	$\frac{3,6}{2,5-5,0}$	$\frac{87,3}{80,6-89,4}$	$\frac{0,104}{0,09-0,107}$	CH ₄
Аджаро-Триалетская система	$\frac{11,7}{7,7-17,8}$	$\frac{5,5}{5,1-6,0}$	$\frac{0,97}{0,64-1,48}$	$\frac{177,2}{125,8-247,2}$	$\frac{0,21}{0,15-0,29}$	CO ₂
Арвино-Болнисская глыба	$\frac{38,4}{30,0-70,0}$	$\frac{9,0}{6,0-12,5}$	$\frac{3,2}{2,5-5,8}$	$\frac{355,5}{416,6-560,0}$	$\frac{0,426}{0,5-0,56}$	CO ₂

Предлагаемая схематическая карта (рис. 21), составленная на основе приводимых ниже данных о характере и закономерностях распространения подземных вод, наглядно показывает приуроченность борных вод к определенным районам и структурам. Подземные борные воды, как видно из схематической карты, имеют большое развитие на территории республики. Особенно широко развиты эти воды в пределах Южного склона Большого Кавказа. Кроме того, борные воды наблюдаются в центральной части Аджаро-Триалетской системы, в западной части Артвино-Болнисской глыбы и в пределах нефтяных месторождений и грязевых вулканов Грузинской глыбы [89]. Вышеотмеченные подземные воды, в основном, представляют собой воды нижних гидродинамических зон с характерными повышенными и высокими минерализациями. Что касается подземных вод верхних гидродинамических зон, то в них, как выше было отмечено, содержание бора незначительно ($n \cdot 10^{-2}$ мг/л). Здесь же следует отме-

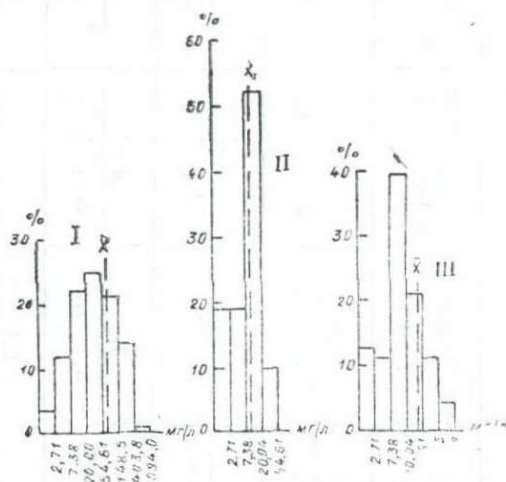


Рис. 12. Гистограммы распределения бора в подземных водах Грузии — углекислые воды: I. Южного склона Большого Кавказа ($n=122$), II. Аджаро-Триалетской системы ($n=21$), III. метановые воды Грузинской глыбы ($n=71$).

тить, что содержание бора в атмосферных осадках Грузии, по данным Г. Д. Супаташвили (1964), в среднем составляет 0,005 мг/л. Поверхностные рассолы же, особенно хлоридно-магниево-натриевого состава оз. Качал-тба и др., при минерализации до 80 г/л содержат бор в большом количестве (до 160 мг/л).

Приведенные на рис. 12 гистограммы распределения бора в подземных водах Грузии показывают, что бор имеет логнормальное распределение. Как видно из гистограмм, в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа и метановых водах Грузинской глыбы средние (\bar{x}) содержания бора сдвинуты вправо от распространенных показателей, что является влиянием сравнительно редких, но высоких аномальных содержаний бора в подземных водах отмеченных регионов.

Как видно из таблицы 42, среди геотектонических зон с высокими содержаниями бора и большими коэффициентами концентрации (K_k) и водной миграции (K_m) выделяются подземные воды Южного склона Большого Кавказа. Коэффициент водной миграции (K_m) бора здесь доходит до 920. Коэффициент концентрации (K_k) почти везде >1 , то есть в этих водах содержание бора превышает его кларковые значение в литосфере. Отмеченные коэффициенты будут еще выше, если их рассматривать в пределах отдельных водоносных комплексов (табл. 43). Величина коэффициента водной миграции в подземных водах сланцевых отложений Южного склона Большого Кавказа, как видно из таблицы 43, для отдельных типов вод доходит до 2000. В этом отношении бор стоит в ряду с такими хорошими водными мигрантами, как галогенные элементы. Борные воды области в основном связаны с высокодисперсными глинистыми сланцами лейаса и терригенно-карбонатными флишевыми отложениями нижнего мела. При этом особенно повышенное содержание бора наблюдается в водах, приуроченных к зоне регионального надвига центральной приподнятой части. Кроме того, по мере погружения структур уменьшается степень промытости, и, следовательно, в подземных водах увеличивается минерализация и содержание бора. Это является общехарактерным как для Южного склона Большого Кавказа, так и для Аджаро-Триалетской системы, где от центральных возвышенных частей, по мере погружения структур к востоку и западу, увеличиваются отмеченные показатели. Такая закономерность, как выше было отмечено, особенно хорошо заметна в Местиа-Тианетской синклиналильной структуре. В этой структуре подземные воды движутся от западной возвышенной части в сторону восточного погружения; при этом минерализация увеличивается от 5 до 27 г/л, а содержание бора—от 10 до 500 мг/л [89].

Влияние литолого-фациального характера водовмещающих пород на концентрации бора в подземных водах Грузии

в подземных водах Грузии

Относительная концентрация бора		
Геотектонические зоны	Водоносные комплексы	Содержание бора, мг/л
Южный склон Большого Кавказа	Сланцевые отложения нижней юры	6,73—34,4 33,48—156,9 96,26—396,0 03,15—509,0
		240,2 —122,0
	Карбонатный флиш верхней юры	0,6—0,7 26,6—48,0 45,1—143,0
	Терригенный и карбонатный флиш нижнего мела	3,2 — 6,7 162,9 —443,5 101,2 —246,4 93,34—129,5
Аджаро-Триалетская складчатая система	Карбонатные и вулканогенные флишевые отложения верхнего мела, палеогена, эоцена	1,7— 2,5 5,7— 7,0 10,0—47,7 17,1—19,0 7,0 4,8—5,0
Артвино-Болнисская глыба	Карбонатные отложения верхнего мела и туфопесчаники миоплиоцена	0,0— 1,0 33,5—99,3
Грузинская глыба	Песчаники, глины, мергели, известняки, туфопесчаники юры, мела, неогена и палеогена	24,0—217,0 1,5—3,0

довольно наглядно. Как видно из приводимой таблицы, увеличение дисперсности водовмещающих пород от известковых к глинистым неизменно сопровождается увеличением содержания бора.

О содержании бора и формах его нахождения в породах, слагающих территорию Грузии, имеется недостаточно данных, из которых следует, что в подавляющем большинстве случаев, за редким исключением (Г. В. Гвахария, 1939;

Коэффициент концентрации. Кк	Коэффициент водной миграции. Кх	Минерализация, г/л	Преобладающий газ	Химический состав
0,56—2,86 2,79—13,07 8,02—33,0 16,9—42,4	326,1—774,7 624,1—764,6 881,2—1231,3 1453,1—1717,2	1,72—3,7 4,47—17,1 9,0—26,8 11,7—24,7	CO ₂	HCO ₃ —Ca HCO ₃ —Na HCO ₃ —Cl—Na Cl—HCO ₃ —Na
3,3—10,1	1666,6—1993,4	2,0—5,1	CH ₄	Cl—Na
0,05—06 2,1—4,0 3,7—11,9	50,0—29,1 380,1—237,1 1015,7—1113,7	1,0—2,0 5,7—17,7 3,0—10,7	CO ₂	HCO ₃ —Ca HCO ₃ —Na
			CH ₄	Cl—Na
2,2—0,55 13,5—36,9 8,4—20,5 7,8—10,7	133,3—216,6 156,9—1657,3 714,6—842,6 551,6—662,0	2,0—2,5 8,6—22,3 11,8—24,2 14,1—16,3	CO ₂	HCO ₃ —Ca HCO ₃ —Na HCO ₃ —Cl—Na Cl—HCO ₃ —Na
0,14—0,02 0,47—0,56 0,8—3,9 1,4—1,5 0,56 0,4—0,41	118,0—77,1 59,2—56,0 166,6—441,6 189,7—133,9 54,5 142,—90,6	1,2—2,7 8,0—10,3 5,0—9,0 7,5—11,8 10,7 2,8—4,6	CO ₂	HCO ₃ —Ca HCO ₃ —Mg HCO ₃ —Na HCO ₃ —Cl—Na Cl—Na
			CH ₄	Cl—Na
0,02—0,08 2,8—8,2	25,0—37,8 382,4—595,3	1,0—2,3 7,3—13,9	CO ₂	HCO ₃ —Ca HCO ₃ —Cl—Na
2,0—18,0 0,1—0,25	200,0—226,0 7,0—0,7	10,0—80,0 17,0—339,0	CH ₄	Cl—Na Cl—Ca (Na)

Примечание: содержание бора дано в средних и максимальных величинах.

Р. Л. Шубладзе, 1960), породы не содержат борных минералов. В осадочных породах бор находится в основном в адсорбированном виде (У. И. Звиададзе, 1970). На отобранных нами образцах различных пород Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы анализы¹⁰ дали следующие результаты (табл. 44).

Из имеющихся многочисленных литературных данных [9, 16, 60, 68, 153, 252], в осадочных и магматических поро-

дах редко встречаются борные минералы, а основная его масса находится в рассеянном (адсорбированные и изоморфные формы) состоянии. На основе вышеотмеченного многие исследователи совершенно справедливо считают, что в подземных водах основным источником бора является рассеянный бор, пути выщелачивания и интенсификации которого в зависимости от конкретных условий (геотермия, гидродинамика, гидрогеохимия и др.) могут быть разными. Что касается бороносных гидротермальных растворов, по мнению многих исследователей (В. Л. Барсуков, 1968; А. И. Германов, 1953), основным источником бора в них являются подземные борные воды.

Таблица 44

Породы	B_2O_3 , %	B, %
Диабазы	0,1	0,0031
Известняки	0,1	0,0031
Песчаники	0,1	0,0031
Глинистые сланцы	0,2—0,3	0,0062—0,0093
Глины грязевых сопок	0,1—0,4	0,0031—0,0124

¹⁰ Анализы на бор проведены в ядерной лаборатории Геологического управления Грузинской ССР.

Одним из основных факторов, определяющих водную миграцию бора, является газовый и химический состав подземных вод. Площади распространения борных подземных вод в Грузии, как было отмечено в предыдущей части работы, почти полностью совпадают с областями распространения углекислых вод [89]. В этих районах, помимо других факторов, углекислота, по-видимому, усиливает подвижность бора и способствует его накоплению в подземных водах [123, 207, 224]. Интенсификация процессов перехода бора из осадочных пород в воды под влиянием углекислоты и высоких температур экспериментально была доказана многими исследователями (В. В. Красинцевой, У. И. Звиаддзе и др.). С аналогичным характером влияния можно выделить и метановые воды (метановые борные воды Южного склона Большого Кавказа и нефтяные воды Грузинской глыбы), но концентрация бора в этих водах сравнительно мала [89].

В борных подземных водах в подавляющем большинстве случаев с повышением минерализации повышается их бороносность (рис. 13). Это особенно хорошо увязывается с повышением содержания ионов хлора, гидрокарбоната и нат-

рия, так что возрастающий порядок содержания бора для отдельных химических групп вод (углекислые воды) такой: $\text{HCO}_3-\text{Ca} \rightarrow \text{HCO}_3-\text{Na} \rightarrow \text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na} \rightarrow \text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na}$ (91). При этом отмечается, что повышение концентрации бора сравнительно отстает от роста минерализации.

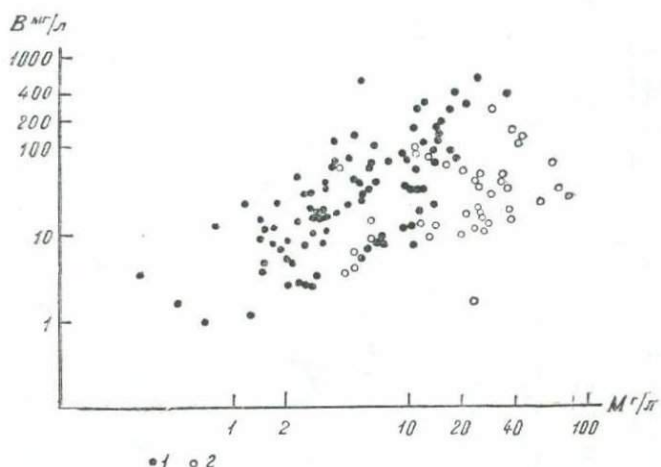


Рис. 13. Зависимость содержания бора от минерализации подземных вод Грузии 1. углекислые воды, 2. метановые воды.

Помимо выявленных общих закономерностей между содержанием бора и минерализацией подземных вод, имеются некоторые отклонения:

1) в хлор-кальциевых рассолах западной части Грузинской глыбы с повышением минерализации уменьшается содержание бора, так что высококонцентрированные воды соленосных отложений верхней юры почти не содержат бора (табл. 43). Это, по-видимому, связано с большим содержанием в них кальция (3076 мг/экв), который, как известно, является сильным осадителем бора (А. А. Оборин, И. Э. Залькинд, 1964; О. Я. Самойлов, Д. С. Соколов, 1960);

2) общая тенденция бора накапливаться с увеличением минерализации в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа хорошо видна на рис. 14, но здесь также выделяются отдельные высокие аномальные содержания бора (до 600 мг/л), которые соответствуют углекислым водам (участок Кароби), имеющим минерализацию 6—7 г/л. Такое высокое содержание бора, как видно из рисунка, в целом (для данного региона) характерно для углекислых вод с минера-

Частные корреляционные связи бора в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа (n=112)

1	$r_{\text{BCl}} = 0,68;$	$r_{\text{BCl} \cdot \text{M}} = 0,42;$	$r_{\text{BCl} \cdot \text{M} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = 0,21;$	$r_{\text{BCl} \cdot \text{M} \cdot (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{HCO}_3} = 0,26;$
2	$r_{\text{BHCO}_3} = 0,72;$	$r_{\text{BHCO}_3 \cdot \text{M}} = 0,39;$	$r_{\text{BHCO}_3 \cdot \text{M} \cdot \text{Cl}} = 0,40;$	$r_{\text{BHCO}_3 \cdot \text{M} \cdot \text{Cl} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = 0,32;$
3	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K})} = 0,74;$	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{M}} = 0,48;$	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{M} \cdot \text{Cl}} = 0,35;$	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{M} \cdot \text{Cl} \cdot \text{HCO}_3} = 0,25;$
4	$r_{\text{BM}} = 0,66;$	$r_{\text{BM} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = 0,22;$	$r_{\text{BM}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{Cl}} = 0,16;$	$r_{\text{BM} \cdot (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{Cl} \cdot \text{HCO}_3} = -0,09;$
5	$r_{\text{BRb}} = 0,52;$	$r_{\text{BRb} \cdot \text{Sr}} = 0,52;$	$r_{\text{BRb} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Cs}} = 0,34;$	$r_{\text{BRb} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Cs} \cdot \text{Li}} = 0,13;$
6	$r_{\text{BCs}} = 0,47;$	$r_{\text{BCs} \cdot \text{Li}} = 0,25;$	$r_{\text{BCs} \cdot \text{Li} \cdot \text{Sr}} = 0,24;$	$r_{\text{BCs} \cdot \text{Li} \cdot \text{Sr} \cdot \text{Rb}} = 0,20;$

Таблица 46

Частные корреляционные связи бора в углекислых водах Аджаро-Триалетской складчатой системы (n=21)

1	$r_{\text{BCl}} = 0,55;$	$r_{\text{BCl} \cdot \text{Mg}} = 0,65;$	$r_{\text{BCl} \cdot \text{Mg} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = 0,33;$	$r_{\text{BCl} \cdot \text{Mg} \cdot (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{HCO}_3} = 0,43;$
2	$r_{\text{BMg}} = 0,40;$	$r_{\text{BMg} \cdot \text{Cl}} = 0,55;$	$r_{\text{BMg} \cdot \text{Cl} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = 0,57;$	$r_{\text{BMg} \cdot \text{Cl} \cdot (\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{HCO}_3} = 0,65;$
3	$r_{\text{BHCO}_3} = 0,39;$	$r_{\text{BHCO}_3 \cdot \text{Cl}} = -0,00,8;$	$r_{\text{BHCO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{Mg}} = -0,21;$	$r_{\text{BHCO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{Mg} \cdot (\text{Na} + \text{K})} = -0,40;$
4	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K})} = 0,48;$	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4} = 0,53;$	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl}} = 0,14;$	$r_{\text{B}(\text{Na} + \text{K}) \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} \cdot \text{HCO}_3} = 0,17;$

лизацией 15—27 г/л. Аналогичное возрастание в этих водах содержания и других микроэлементов, в частности, редких щелочных элементов, нами уже отмечалось [89, 91].

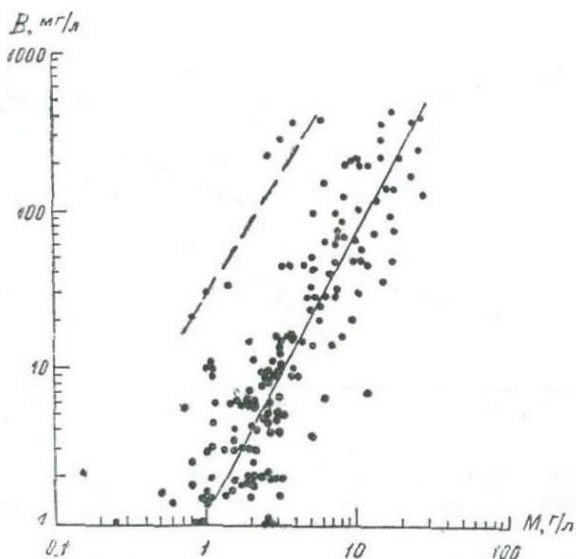


Рис. 14. Зависимость содержания бора от минерализации углекислых вод Южного склона Большого Кавказа.

Содержание бора в подземных водах зависит от газового и ионного состава последних [рис. 15, 16, 17, 18]. Повышение содержания бора в подземных водах сопровождается непрерывным ростом содержания хлора, гидрокарбоната и натрия. При этом содержание бора в углекислых водах всегда больше, чем в неуглекислых. Что касается других компонентов минерализации, характер их действия на содержание бора в подземных водах следующий: содержание сульфатов во всех случаях находится в обратно пропорциональной зависимости с бором; кальций и магний в разных условиях ведут себя по-разному: например, в целом, в углекислых водах повышение содержания бора до 7—20 мг/экв (рис. 16, 18) сопровождается повышением содержания этих ионов, а последующее повышение происходит при их уменьшении. В неуглекислых водах же в целом кальций и магний находятся в обратно пропорциональной зависимости с бором. Для отдельных регионов зависимость бора от магния в водах имеет своеобразный характер: например, если в углекислых во-

дах Южного склона Большого Кавказа эта зависимость примерно такая же, как было отмечено выше, то в углекислых водах Аджаро-Триалетии и нефтяных водах Грузинской глы-

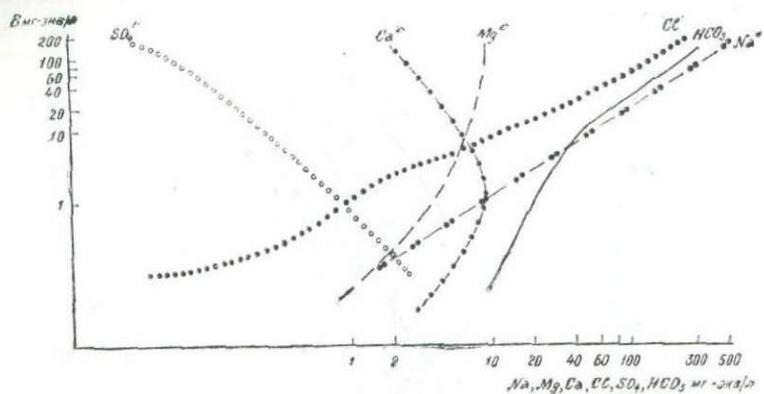


Рис. 15. Схема распределения бора в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа в зависимости от их ионного состава.

бы зависимость бора от магния носит положительный характер (рис. 16).

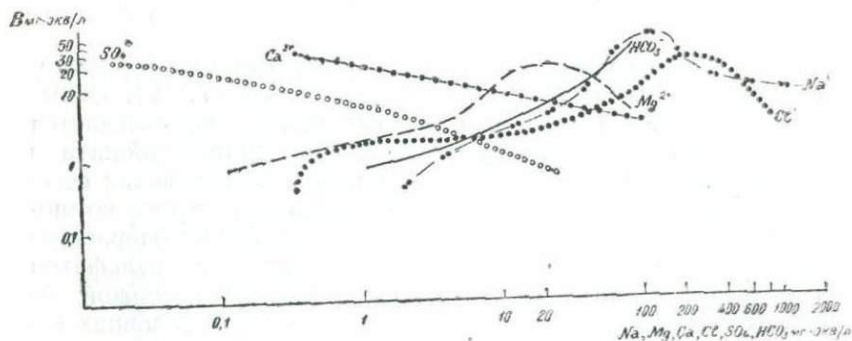


Рис. 16. Схема распределения бора в метановых водах Грузии в зависимости от их ионного состава.

Проведенная статистическая обработка результатов химических анализов выявила примерно такую же зависимость между бором и основными ионами химического состава подземных вод (табл. 23, 24, 50). Как видно из таблиц, бор поч-

ти во всех случаях имеет высокие (парные) коэффициенты корреляции с минерализацией, натрием (Na+K), гидрокарбонатом и хлором при сильной отрицательной корреляции с кальцием и сульфат-ионом. Кроме того, выявлена по-

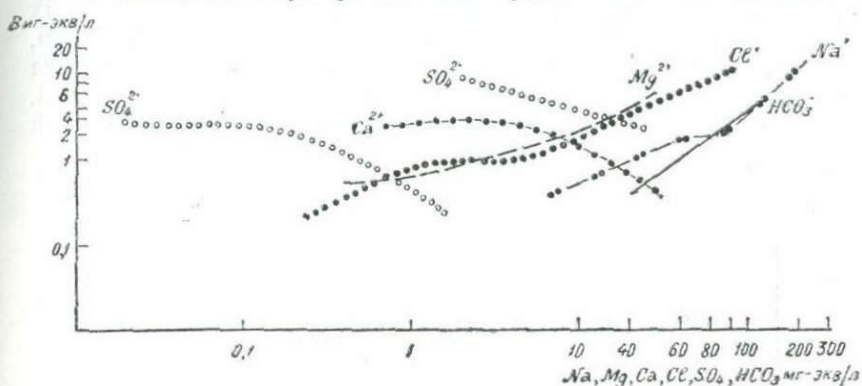


Рис. 17. Схема распределения бора в углекислых водах Аджаро-Триалетской системы в зависимости от их ионного состава.

ложительная корреляционная зависимость бора с рН и редкими щелочными элементами (Li, Rb, Cs). Вычисленные частные коэффициенты корреляции полностью подтвердили вышеотмеченное (табл. 45, 46). Как видно из этих таблиц, корреляционная зависимость В—Cl и В—(Na+K), при нивелировании роли остальных ионов, все же остается значимой. Что

Таблица 47

Уравнения регрессии бора с основными ионами углекислых вод Южного склона Большого Кавказа (I) и метановых вод Грузинской глыбы (II)

- I 1. $\ln B = 1,14 \ln \text{pH} + 0,89 \ln M - 8,05$;
 2. $\ln B = 0,45 \ln (\text{Na} + \text{K}) + 0,22 \ln \text{Cl} - 3,48$;
 3. $\ln B = 0,56 \ln \text{Mg} - 0,46 \ln \text{SO}_4 - 2,13$;
 4. $\ln B = 0,98 \ln \text{HCO}_3 + 0,22 \ln \text{Rb} - 3,80$;
 5. $\ln B = 0,21 \ln \text{Cs} + 0,99 \ln \text{Li} - 2,56$;
 II 1. $\ln B = 0,31 \ln (\text{Na} + \text{K}) + 0,17 \ln \text{HCO}_3 - 4,55$;
 2. $\ln B = -0,18 \ln \text{Ca} - 0,09 \ln \text{SO}_4 - 4,28$.

касается частной корреляции между бором и гидрокарбонатом, то она в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа незначительно уменьшается при нивелировании, а в углекислых водах Аджаро-Триалетии резко уменьшается и

становится отрицательной. В этих водах обращает на себя внимание характер частного коэффициента корреляции бора с магнием (табл. 46), который усиливается при нивелировании роли хлора, гидрокарбоната и натрия. Такая зависимость между бором и магнием, характерная для углекислых вод Аджаро-Триалетии и других регионов (А. И. Козин, 1966), совершенно не свойственна водам Южного склона Большого Кавказа. Приведенные уравнения регрессии (табл. 47) между бором и основными ионами химического состава

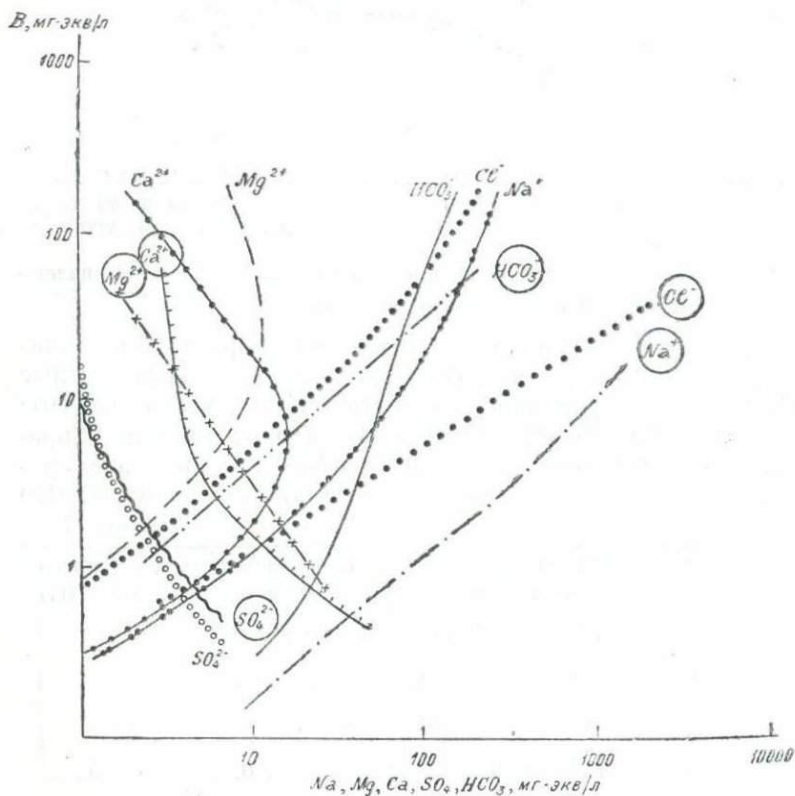


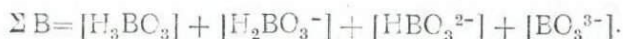
Рис. 18. График зависимости содержания бора от ионного состава подземных углекислых и неуглекислых (в кружках) вод Грузии.

рассмотренных вод также хорошо показывают выявленную между ними зависимость.

В формировании борных подземных вод, кроме вышеотмеченных особенностей, огромную роль играют магматические

процессы [7, 9, 16, 123, 125, 191, 196]. Все высокоборные подземные воды Грузии, за исключением вод Грузинской глыбы, распространены в тектонически напряженных районах, где получили развитие кайнозойские (интрузивные) и позднечетвертичные (эффузивные) магматические процессы. Магматические процессы, по-видимому, в целом прямо или косвенно благоприятствуют обогащению подземных вод бором. Под влиянием магматизма здесь, в первую очередь, подразумевается влияние геотермии, которая, как утверждают многие исследователи (С. Р. Крайнов, 1973; В. В. Красинцева 1960; О. Д. Ставров, В. Г. Хитров, 1962), интенсифицирует процессы выщелачивания осадочных толщ и повышает водную миграцию многих микроэлементов. Кроме того, не исключена возможность проникновения на отдельных участках глубинных растворов, которые также должны быть обогащены микроэлементами (М. И. Врублевский, 1948; Н. В. Тагеева, 1943).

Бор, как выше было отмечено, является хорошим комплексобразователем, в связи с чем формы его нахождения в водах сложны и недостаточно ясны. По данным М. Г. Вальяшко и Е. В. Власовой [36], бор в водных растворах может входить в различные борокислородные комплексы. Вид их зависит от рН среды, температуры, концентрации и присутствия различных катионов. Вышеотмеченными авторами также установлено, что в растворе с рН 7,5—9 преобладают тетраборные кислоты. Повышение концентрации раствора борной кислоты способствует образованию полиборных кислот. Разбавление и повышение температуры ведут к гидролизу и упрощению борных комплексов. При низких концентрациях бора среди его борокислородных соединений преобладают молекулы ортоборной кислоты и ее анионы (С. Р. Крайнов, 1964). Результаты проведенных нами расчетов степени диссоциации ортоборной кислоты (H_3BO_3), в зависимости от рН, для подземных вод Грузии приводятся ниже.



В углекислых водах, с рН от 5,5 до 7, основной (до 99,4%) формой нахождения является недиссоциированная борная кислота. С повышением рН от 7 до 8 содержание аниона борной кислоты ($H_2BO_3^-$) — увеличивается до 10%. Примерно такие же соотношения в Cl—Na водах нефтяных месторождений.

Среди других возможных форм миграции бора в природных водах отмечаются его комплексные соединения с фто-

ром и органическим веществом [123, 125, 167, 196, 217], но этот вопрос по существу не изучен.

Для изучения борорганических соединений в природных водах нами (совместно с химиком Э. Л. Нароушвили) в 1970—1974 г. проводились эксперименты. В этом отношении в основном были изучены 94 пробы углекислых вод Южного склона Большого Кавказа. Для определения борорганических веществ применялся метод, который основан на разрушающем действии щелочного раствора перекиси водорода (А. И. Несмеянов, Р. А. Соколов, 1964). Метод применен для анализа всех основных типов борорганических веществ. Реакция протекает по схеме: $R_3B + 3H_2O_2 \rightarrow 3ROH + H_3BO_3$. Параллельно определялся в водах органический углерод по методу Е. Л. Быковой, А. А. Бродовской и др. [21]. Исследования показали, что разрушение борорганических веществ непременно сопровождается увеличением (от 50 до 95%) общего количества бора. Так что по Южному склону Большого Кавказа (по изученным пробам) среднее содержание бора до разрушения органических веществ варьировалось в пределах от 7 до 480 мг/л, а после разрушения — от 145 до 945 мг/л (табл. 48). Отмеченная зависимость станет еще нагляднее, если проследить особенности зависимости между органическим углеродом и бором в отдельных химических типах этих вод. Как видно из таблицы 48, содержания бора и углерода в углекислых водах, за некоторым исключением, увеличиваются с повышением минерализации и изменением химического состава по следующей схеме: $HCO_3-Ca \rightarrow HCO_3-Na \rightarrow HCO_3-Cl-Na (Cl-HCO_3-Na)$. Т. е. более высокими содержаниями углерода и бора характеризуются наиболее минерализованные углекислые воды $HCO_3-Cl-Na$ и $Cl-HCO_3-Na$ состава. Интересно отметить, что относительное увеличение содержания бора в водах имеет обратный характер. Так, если в водах $Cl-HCO_3-Na$ состава, после разрушения борорганических веществ, содержание бора увеличивается вдвое (от 420 до 945 мг/л), т. е. увеличение составляет 50%, то в HCO_3-Ca водах увеличение бора составляет уже 90% и более (табл. 48). Среди отмеченных основных химических типов углекислых вод сравнительно с неорганическими комплексами бора пониженное содержание борорганических веществ наблюдается в минерализованных содовых водах месторождения Уцера. В целом зависимость содержания бора ($B_{орг}$) от углерода ($C_{орг}$ в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа носит положительный и значимый характер (рис. 19). Коэффициент корреляции между ними при

Таблица 48

Содержание бора и углерода в основных типах углекислых вод Южного склона Большого Кавказа ($\frac{\text{среднее и максим. сод.}}{\% \text{ от } \Sigma \text{B}}$)

Тип воды	Минерализация, г/л	C _{орг} мг/л	B мг/л	B _{орг} мг/л	ΣB мг/л
HCO ₃ -Ca	1,14—2,4	2,5—10,7	7,68—35,2 5,3 — 9,7	138,1—326,6 94,7— 90,3	145,9—361,8
HCO ₃ -Na	9,5—17,7	3,0— 7,0	102,3—443,8 39,3—46,9	157,9—501,9 60,7—53,1	260,2—945,7
HCO ₃ -Cl— —Na	8,6—22,6	2,8—23,7	83,3 244,4 30,4—35,8	191,0—441,0 69,7—64,2	274,3—687,4
Cl-HCO ₃ — —Na	10,8,—24,7	6,7—24,9	196,2—481,2 49,9—53,4	197,4—420,3 50,2—46,6	393,6—901,5

$r=42$ составляет 0,54. Высокая корреляционная связь между бором и растворенными органическими веществами в воде также отмечается исследователями К. Е. Питьевой [167] и В. М. Швецом, Е. Л. Быковой и др. [217].

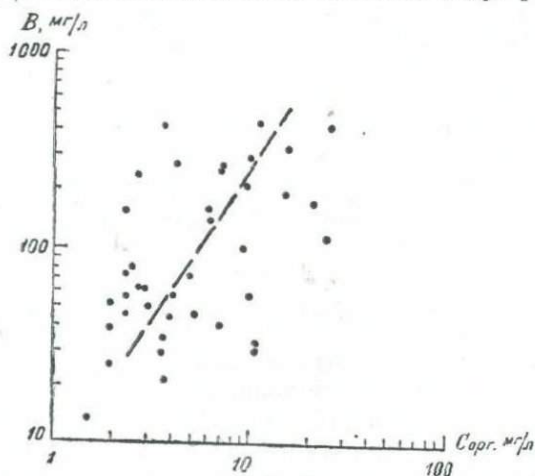


Рис. 19. Зависимость содержания бора (B_{орг}) от органического углерода (C_{орг}) углекислых вод Южного склона Большого Кавказа.

На основе проведенных исследований можно заключить, что среди растворенных форм бора борорганические вещества имеют опромное значение. В целом же органические веще-

ства вместе с живыми организмами, по-видимому, принимают активное участие в процессах кругооборота бора (Л. А. Гуляева, 1942).

Резюмируя все вышеотмеченное, можно заключить, что основным источником бора для природных вод является его рассеянная в породах форма. В результате взаимодействия в системе «вода—порода», при благоприятных условиях, бор может накапливаться в большом количестве (С. Р. Крайнов, Б. З. Зауташвили, Н. Г. Петрова, М. Х. Королькова, 1978). Дополнительным источником этого, особенно в нефтяных водах могут быть органические вещества, аккумулирующие бор из воды бассейна и отдающие его в процессе последующих превращений в окружающую среду (Л. А. Гуляева, 1942; А. М. Иванов, 1957).

Кроме отмеченного, третьим возможным источником бора в природных водах (углекислые воды), по мнению многих исследователей [7, 9, 47, 60, 135, 191, 196, 230, 251], можно считать глубинный. О возможности глубинного происхождения бора говорит общий баланс бора в природе и его распространенность, наличие летучих борных соединений в продуктах современной вулканической деятельности и др. [9, 16, 191]. Глубинные процессы, кроме того, усиливают миграции микроэлементов, а на отдельных благоприятных участках могут дать эндогенные растворы, обогащенные многими микроэлементами. Таким, по нашему мнению, может быть участок редкометалльных вод Кароби, который, как выше было отмечено, в геотектоническом и гидрогеохимическом отношении является редким на Южном склоне Большого Кавказа. В пользу такого предположения говорит наличие в этом районе глубинных разрывов, аномально высокого, сравнительно с минерализацией, содержания в водах многих микроэлементов — (B, Li, Cs) и другие показатели, которые отмечались выше.

Иод и бром. Среди многих химических элементов, распространенных в природе, йод и бром представляют редкую группу элементов, которые в литосфере встречаются в основном в рассеянном состоянии, почти не образуя при этом собственных минералов [164, 176, 240]. Среднее содержание йода и брома в литосфере, по данным А. П. Виноградова [41], составляет соответственно $4 \cdot 10^{-5}$ и $2,1 \cdot 10^{-4}$ вес %.

Повышенным содержанием йода и брома обладают глины и аргиллиты морского происхождения, которые содержат бром в количестве $6 \cdot 10^{-4}$ %, а йод — $1 \cdot 10^{-4}$ % [69]. Особенно высокой миграционной способностью галогены, в том числе йод и бром, отличаются в природных водах. По данным

Б. Я. Розен [176], содержание брома в гидросфере составляет почти 75% всего количества его в земной коре. Среднее содержание йода и брома в океанической воде, по данным А. П. Виноградова [41], составляет $5 \cdot 10^{-6}\%$ (0,05 мг/л) и $6,6 \cdot 10^{-3}\%$ (66,0 мг) соответственно. При этом многими исследователями (Селиванов, 1947; Валяшко 1956; Красинцева, 1968; Жеребцова и Валяшко, 1969; Розен, 1970 и др.) отмечается, что сгущение морской воды несомненно приводит к повышению в водах содержания галогенов, особенно хлора и брома. В связи с близостью ионных радиусов хлора и брома, последний в виде изоморфной примеси часто входит в минералы хлора. Но, вследствие несколько большего радиуса, по сравнению с хлором, он накапливается в более поздних кристаллизатах [34, 127, 139].

Хлор-бромное отношение в природных водах характерная величина, и многими исследователями рассматривается как генетический признак. Наиболее высокое содержание брома отмечается в сгущенных эвтонических рассолах, которые характеризуются минимальными значениями хлор-бромного отношения. В распределении брома, кроме вышеотмеченного, сравнительно незначительную роль играют органические вещества и вулканические эффузии [18, 40, 69, 221, 257].

Йод, по сравнению с бромом, более рассеянный элемент. Он встречается всюду: в породах, почвах, водах и живых организмах. В отличие от брома, как отмечает М. Г. Валяшко и др. (1965), йод не способен образовывать изоморфные смеси с хлоридами, поэтому содержание его в каменной соли и калийных солях ничтожно. Также практически отсутствует йод в рапе соленых озер. Основной причиной такого низкого содержания йода в рассолах является его свойство легко окисляться и переходить в атмосферу в форме газа [35, 38, 40, 176].

Йод в значительно большей степени концентрируется морскими водорослями и некоторыми живыми организмами, чем бром. Значительное количество йода, как более сорбирующегося элемента, накапливается также в иловых растворах [38, 176, 241]. При минерализации илов, как отмечает А. П. Виноградов [40], йод переходит (вместе с бромом) в иловую воду и концентрируется в минерализованных водах. Повышенное содержание йода отмечается в нефтяных водах, особенно в зоне разрушения органического вещества [35, 38, 193]. В связи с чем природные рассолы и нефтяные воды являются основной сырьевой базой промышленной добычи йода и брома.

В подземных водах Грузии содержание йода и брома варьирует в больших пределах (табл. 49). Среди геотектонических зон в отношении йодо-бромных вод особенно выделяется Грузинская глыба (рис. 20, 21), где наличие закрытых артезианских бассейнов, заключенных в соленосных и нефтегазоносных отложениях, благоприятствует накоплению йода.

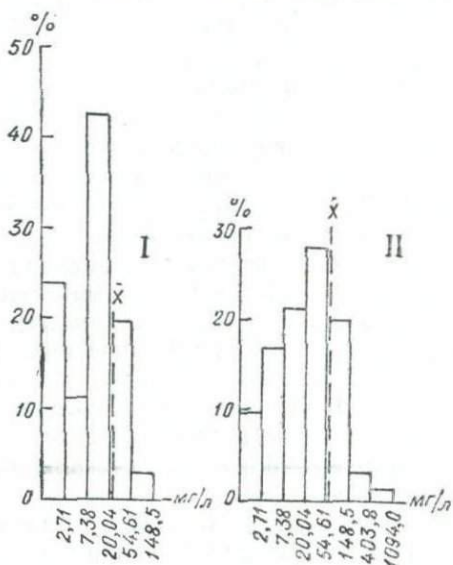


Рис. 20. Гистограммы распределения йода (I) и брома (II) в метановых водах грузинской глыбы ($n=71$).

и брома [84]. В подземных водах остальных (складчатых) геотектонических зон, где в связи с сильной нарушенностью водоносные структуры раскрыты и в них в основном циркулируют инфильтрационные воды, содержание йода и брома незначительное (табл. 49).

Распределение йода и брома, помимо вышеотмеченного, связано с газовым и химическим составом подземных вод. Среди подземных вод наиболее высокими содержаниями йода и брома выделяются подземные метановые воды. Метановые воды, даже в пределах геосинклинальных зон, отличаются сравнительно повышенным содержанием йода и брома. Например, восточная погруженная часть Аджаро-Триалетии.

Влияние гидрогеохимической среды на йод и бром проявляется отчетливо. Еще в атмосферных осадках, где характер-

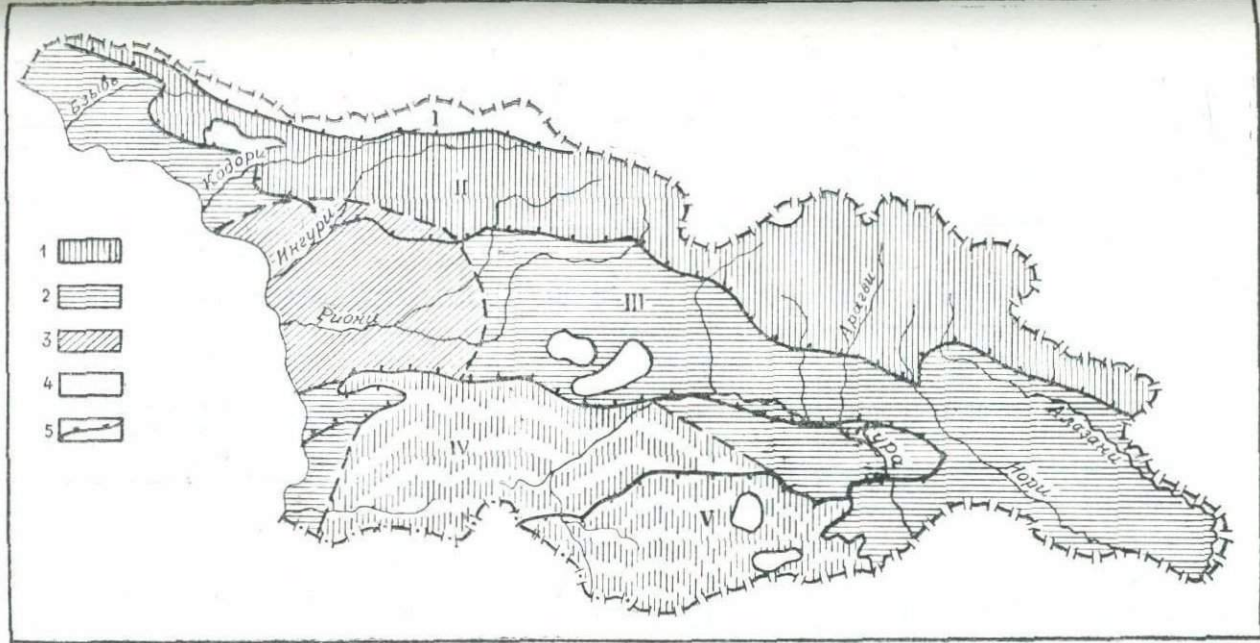


Рис. 21. Схематическая карта распространения редкометальных подземных вод Грузии.

Площадь распространения редкометальных подземных вод: 1. преимущественно борных и литий-борных, местами (сплошные линии) с повышенными содержаниями цезия, рубидия и мышьяка $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ вод; 2. преимущественно йодных, местами бромных и борных Cl-Na вод; 3. преимущественно бромных, местами литиевых Cl-Ca вод; 4. площадь, не содержащая редкометальных подземных вод; 5. границы гидрогеологических областей: I. грунтовых (трещинных) вод кристаллического субстрата Б. Кавказа; II. водоносных систем складчатой зоны Южного склона Б. Кавказа; III. артезианских бассейнов Грузинской глыбы; IV. водоносных систем Аджаро-Триалетской складчатой зоны; V. грунтовых вод Арвино-Болнисской глыбы.

Распределение и относительные концентрации галогенных элементов (I, Br) в подземных водах Грузии

Геотектонические зоны	Водоносные комплексы	Минерализация, г/л	Химический состав	Преобладающий газ	Й о д		
					Содержание мг/л	Коэффициент концентрации. Кк	Коэффициент водной миграции. Кх
Южный склон Большого кавказа	Сланцевые и карбонатные отложения (J ₁₋₂ , K ₁)	0,3—3,3 2,0—18,6 3,0—27,0 15,0—24,0	HCO ₃ —Ca HCO ₃ —Na HCO ₃ —Cl—Na Cl—HCO ₃ —Na	CO ₂	0,1—0,6 0,1 0,1—3,6 0,1—2,1	0,25—1,5 0,25 0,25—9,0 0,25—5,2	833,3—1818,1 125,0—13,4 83,3—333,3 41,6—218,7
		10,0	Cl—Na	CH ₄	1,0—2,0	2,5—5,0	250,0—500,0
Грузинская глыба	Известковистые и глинисто-песчаные отложения с прослоями конгломератов (K ₁₋₂ , P ₂ ¹ —N ₁)	10,0—80,0	Cl—Na	CH ₄	5,0—77,0	10,25—192,5	1250,0—2406,9
	Порфириды и туфы соленосные отложения (J ₂ , J ₃)	53,0—339	Cl—Ca—Na	—	1,0—5,0	2,5—10,25	4,7—36,8
Аджаро-Триалетская система	Карбонатные и вулканогенные отложения (K, P ₂ ¹)	2,0—7,0 3,0—2,0	HCO ₃ —Na HCO ₃ —Cl—Na	CO ₂	0,3—2,0 0,1—2,0	0,72—5,0 0,25—5,0	375,0—714,2 83,3—416,6
	Туфобрекчии (P ₃ ²)	5,0	Cl—Na	CH ₄	17,0	4,2	8500,0
Аргвино-Болнисская глыба	Карбонатные отложения (K ₂)	1,0—14,0	HCO ₃ —Cl—Na	CO ₂	0,6—1,0	1,2—2,5	1500,0—178,5

Относительные концентрации, %	Б р о м				Генетические коэффициенты	
	Содержание, мг/л	Коэффициент концентрации, Кк	Коэффициент водной миграции, Кх	Относительные концентрации, %	$\frac{r \text{ Na}}{r \text{ Cl}}$	$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$
$3,3 \cdot 10^{-2}$ — $1,8 \cdot 10^{-2}$	0,07—0,3	0,03—0,1	111,1—709,2	$2,3 \cdot 10^{-2}$ — $9 \cdot 10^{-3}$	2,5—4,0	1200—1900
$5 \cdot 10^{-3}$	0,03—1,0	0,001—0,4	7,14—25,6	$1 \cdot 10^{-4}$ — $5,3 \cdot 10^{-4}$	9,0—28,0	177—6200
$3 \cdot 10^{-3}$ — $1,3 \cdot 10^{-2}$	1,1—8,0	0,5—3,8	174,6—14,1	$3,66 \cdot 10^{-3}$ — $2,9 \cdot 10^{-2}$	2,0—4,0	229—9000
$6,6 \cdot 10^{-4}$ — $8,7 \cdot 10^{-3}$	0,1—25,0	0,04—11,9	3,3—520,8	$6 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-2}$	1,5	350—1000
$1 \cdot 10^{-2}$ — $2 \cdot 10^{-2}$	4,0	1,9	200,0	$4 \cdot 10^{-2}$	1,1	340—455
$5 \cdot 10^{-2}$ — $9,6 \cdot 10^{-2}$	15,0—140,0	7,02—66,6	750,0—875,0	0,15—0,175	0,8—1,5	110—2400
$1,8 \cdot 10^{-3}$ — $1,4 \cdot 10^{-3}$	183—700,0	87,1—333,3	1726,4—1032,4	$3,4 \cdot 10^{-2}$ —0,206	0,1—0,4	180—540
$1,5 \cdot 10^{-2}$ — $2 \cdot 10^{-2}$	0,7—13,0	0,3—6,19	350,0—928,5	$3,3 \cdot 10^{-3}$ —0,18	5,0—14,0	277—340
$3,3 \cdot 10^{-3}$ — $1,6 \cdot 10^{-2}$	0,1—5,0	0,04—2,3	16,6—208,3	$3,3 \cdot 10^{-3}$ — $4,1 \cdot 10^{-3}$	1,9—13,0	330—350
0,34	15,0	7,14	1500,0	0,3	0,6	120—190
$6 \cdot 10^{-2}$ — $7,1 \cdot 10^{-3}$	2,0—6,0	0,9—2,8	1000,0—214,5	$0,2$ — $4,2 \cdot 10^{-2}$	1,6—37,0	730—1000

ным средним содержанием для йода и брома, по данным Г. Д. Супаташвили (1964), является 4,3 мкг/л, наблюдается увеличение содержания этих элементов (йода до 5,1 и брома до 6,1 мкг/л) в прибрежных районах Черного моря.

В углекислых $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ водах, хотя содержание галогенов (J, Br), как выше отмечалось, невысокое, все же замечается некоторая особенность в их распределении: с повышением минерализации и содержания хлора увеличивается содержание йода и особенно брома (табл. 49). Кроме того, в углекислых водах, приуроченных к тектоническим напряженным структурам (полоса Главного надвига Большого Кавказа и др.), как отмечалось в III главе работы, наблюдается относительно повышенное содержание хлора, йода и брома [152, 187].

В метановых хлор-натриевых водах Грузии (нефтяные воды) влияние отдельных факторов в распределении йода и брома проявляется более четко. В отмеченных водах, которые почти полностью представляют собой подземные воды газонефтяных месторождений и трязевых вулканов, наблюдаются повышенные концентрации (до 80 мг/л) и коэффициенты водной миграции (K_x до 2400) йода (табл. 49). Содержание брома в этих водах также повышенное (до 140 мг/л) и характеризуется высокими (K_x до 880) коэффициентами водной миграции. Но высокое содержание брома (до 700 мг/л) и, следовательно, большие коэффициенты концентрации ($K_k = 333$) и водной миграции ($K_x = 1032$) наблюдаются в крепких хлор-кальциевых рассолах, заключенных, в основном, в соленосных отложениях верхней юры Колхидского артезианского бассейна (табл. 49). Содержание йода в вышеотмеченных рассолах незначительное.

Влияние химического состава подземных вод, как видно из вышеотмеченного, по-разному сказывается на накоплении йода и брома. Так, если при повышении минерализации в хлор-натриевых и особенно хлор-кальциевых водах наблюдается повышение концентрации брома, то для йода такой зависимости не наблюдается. Повышение содержания йода в нефтяных водах порой не согласуется с минерализацией, что, по-видимому, объясняется влиянием других факторов, а не концентрированием растворов [84]. Проведенная статистика в этом отношении внесла определенную ясность. Как видно из табл. 50, йод имеет значимую корреляционную связь с бором, натрием ($\text{Na} + \text{K}$), хлором, гидрокарбонатом и бромом. При этом вычисление частных коэффициентов корреляции (табл. 51) показало, что при нивелировании роли основных химических компонентов воды, коэффициенты кор-

Таблица 50

Корреляционные связи химических элементов метановых подземных вод Грузинской глыбы (n=71)

	pH	M**	Na+K**	Ca*	Mg	Cl**	SO ₄ *	HCO ₃ *	J**	Br	B*
M	-0,03										
Na+K	+0,05	+0,78									
Ca	-0,29	+0,49	+0,30								
Mg	-0,04	+0,65	+0,69	+0,41							
Cl	-0,04	+0,83	+0,87	+0,54	+0,67						
SO ₄	+0,08	+0,12	-0,65	+0,33	+0,17	-0,04					
HCO ₃	+0,13	+0,08	+0,15	-0,40	+0,18	-0,02	-0,26				
J	+0,19	+0,20	+0,36	-0,11	+0,19	+0,34	-0,29	+0,24			
Br	-0,05	+0,62	+0,60	+0,34	+0,42	+0,61	-0,06	+0,03	+0,30		
B	+0,12	+0,02	+0,29	-0,30	+0,08	+0,14	+0,24	+0,24	+0,39	+0,03	
Na/Cl**	+0,27	-0,32	-0,16	-0,67	-0,07	-0,43	+0,03	+0,43	+0,15	-0,32	+0,22

Таблица 51

Частные корреляционные связи йода в метановых водах Грузинской глыбы (n=71)

1	$r_{J(Na+K)}=0,36;$	$r_{J(Na+K) \cdot Ca}=0,41$	$r_{J(Na+K) \cdot Ca, Mg}=0,33;$	$r_{J(Na+K) \cdot Ca, Mg, M}=0,29;$
2	$r_{JCa}=0,11;$	$r_{JCa \cdot (Na+K)}=-0,24;$	$r_{JCa \cdot (Na+K), Mg}=-0,23;$	$r_{JCa \cdot (Na+K), Mg, M}=-0,20;$
3	$r_{JMg}=0,19;$	$r_{JMg \cdot (Na+K)}=-0,09;$	$r_{JMg \cdot (Na+K), Ca}=-0,01;$	$r_{JMg \cdot (Na+K)Ca, M}=0,38;$
4	$r_{JCl}=0,34;$	$r_{JCl \cdot SO_4}=0,34;$	$r_{JCl \cdot SO_4, HCO_3}=0,35;$	$r_{JCl \cdot SO_4, HCO_3, M}=0,31;$
5	$r_{JM}=0,20;$	$r_{JM \cdot SO_4}=0,24;$	$r_{JM \cdot SO_4, HCO_3}=0,23;$	$r_{JM \cdot SO_4, HCO_3, Cl}=-0,14;$
6	$r_{JHCO_3}=0,24;$	$r_{JHCO_3 \cdot SO_4}=0,18;$	$r_{JHCO_3 \cdot SO_4, Cl}=0,20;$	$r_{JHCO_3 \cdot SO_4, Cl, M}=0,23;$
7	$r_{JSO_4}=-0,29;$	$r_{JSO_4 \cdot HCO_3}=-0,24;$	$r_{JSO_4 \cdot HCO_3, Cl}=-0,24;$	$r_{JSO_4 \cdot HCO_3, Cl, M}=-0,18;$
8	$r_{JB}=0,39;$	$r_{JB \cdot HCO_3}=0,35;$	$r_{JB \cdot HCO_3, SO_4}=0,32;$	$r_{JB \cdot HCO_3, SO_4, Cl}=0,29;$
9	$r_{JBr}=0,30;$	$r_{JBr \cdot HCO_3}=0,22;$	$r_{JBr \cdot HCO_3, SO_4}=0,12;$	$r_{JBr \cdot HCO_3, SO_4, Cl}=0,13.$

Таблица 52

Частные корреляционные связи брома в метановых водах Грузинской глыбы (n=71)

2	$r_{BrJ} = 0,30;$	$r_{BrJ \cdot HCO_3} = 0,22;$	$r_{BrJ \cdot HCO_3, SO_4} = 0,12;$	$r_{BrJ \cdot HCO_3, SO_4, Cl} = 0,13;$
2	$r_{BrM} = 0,62;$	$r_{BrM \cdot (Na+K)} = 0,55;$	$r_{BrM (Na+K), Ca} = 0,48;$	$r_{BrM (Na+K), Ca, Mg} = 0,26;$
3	$r_{BrMg} = 0,42;$	$r_{BrMg \cdot (Na+K)} = 0,55;$	$r_{BrMg \cdot (Na+K), Ca} = 0,47;$	$r_{BrMg \cdot (Na+K), Ca, Mg} = 0,25;$
4	$r_{BrCa} = 0,34;$	$r_{BrCa \cdot (Na+K)} = -0,15;$	$r_{BrCa (Na+K), Cl} = 0,38;$	$r_{BrCa \cdot (Na+K), Cl, Mg} = 0,38;$
5	$r_{BrCl} = 0,61;$	$r_{BrCl (Na+K)} = 0,42;$	$r_{BrCl \cdot (Na+K), Ca} = 0,52;$	$r_{BrCl \cdot (Na+K), Ca, Mg} = 0,51;$
6	$r_{Br(Na+K)} = 0,60;$	$r_{Br(Na+K) \cdot M} = 0,21;$	$r_{Br(Na+K) \cdot M, Ca} = 0,22;$	$r_{Br(Na+K) \cdot M, Ca, Mg} = 0,11.$

корреляции между йодом и вышеотмеченными ионами, кроме брома, остаются значимыми. Здесь следует отметить, что высокая корреляционная зависимость между йодом и бромом дает основание предполагать об общем (органическом) источнике этих элементов в нефтяных водах [67, 69, 84, 193]. Что касается уменьшения корреляционной связи йода с бромом при нивелировании основных анионов воды (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-), то это еще раз указывает на (частично) разную генерацию этих элементов. Из катионов обращает внимание частная корреляционная зависимость йода с магнием, которая еще усиливается при нивелировании влияния других катионов. Что касается сульфат-иона и кальция, то их отрицательная зависимость с йодом еще усиливается при нивелировании влияния других компонентов [84].

Корреляционная зависимость брома с основными ионами химического состава подземных вод более четкая и значимая (табл. 50). В этом отношении особенно выделяется тесная корреляционная зависимость между бромом, с одной стороны, и хлором, кальцием, магнием и минерализацией, с другой. Интересно отметить, что корреляционные зависимости между бромом и отмеченными компонентами (кроме натрия) остаются значимыми при нивелировании роли других компонентов (частная корреляция, табл. 52). Корреляционные зависимости брома с натрием ($\text{Na}+\text{K}$) и йодом, несмотря на высокие значимости их парной корреляции, сильно уменьшаются при нивелировании влияния других компонентов.

Вычисление коэффициента множественной корреляции также доказало вышеотмеченную закономерность:

$$R_{\text{Br}}(\text{pH, M, Na, Ca, Mg, Cl, SO}_4, \text{HCO}_3, \text{J, B}) = 0,94,$$

из которой следует, что наличие брома в нефтяных водах и рассолах почти в 88,36%¹¹ определяется главными компонентами химического состава и минерализацией вод. Вышеотмеченная тесная корреляционная зависимость между бромом и основными показателями химического состава природных вод еще раз указывает на ведущую роль повышения минерализации (сгущение) воды в концентрировании брома [77, 127, 139, 164, 252].

Здесь следует заметить, что отмеченная корреляционная зависимость выявлена для совокупности нефтяных вод и рассолов. Вычисление же отдельно корреляционной зависимости брома с основными ионами химического состава рассолов показало, что эта связь характеризуется более высокими

¹¹ Коэффициент детерминации. $d-R^2$ 100%.

показателями (табл. 53). Например, как видно из табл. 53, корреляционная зависимость брома с минерализацией носит почти функциональный характер. Выявленные уравнения рег-

Таблица 53

Значения эмпирического рангового коэффициента корреляции химических элементов в хлор-кальциевых водах Грузии (n=7)

	Na+K	Ca	Cl	Br	M	Cl/Br
Na+K		+0,71	+0,81	+0,75	+0,75	-0,29*
Ca			+0,93	+0,95	+0,95	-0,29*
Cl				+0,95	+0,95	-0,46*
Br					+1	-0,50*
M						-0,50*

* При 5% уровне значимости корреляционная связь незначимая.

грессии (табл. 54) также хорошо показывают, насколько определяется содержание йода и брома основными показателями химического состава вод. В этом отношении особенно выделяется зависимость между йодом и бором, с одной стороны, и бромом, хлором и минерализацией, с другой [84].

Основная форма нахождения в водах брома, главным образом, ионная (Br^-), а йода, в связи с его низким потенциалом ионизации и нормально-окислительным потенциалом, как видно из табл. 55, сравнительно многообразная ($\text{J}_2, \text{J}^-, \text{JO}^-, \text{JO}_3^-, \dots$) [35, 39, 176]. Кроме отмеченного, по предположениям многих исследователей, в подземных водах могут существовать разнообразные формы комплексных соединений йода и брома с органическими веществами. Такими соединениями, по данным В. И. Швеца, Е. Л. Быковой и др. [217], могут быть соединения типа алкилов, бензолов, алкенов и др.

Вышеотмеченная специфичность распространения йода и брома в подземных водах Грузии дает основание высказать некоторые соображения об источнике этих элементов в водах,

об условиях их накопления и формирования йодо-бромных подземных вод в целом.

Таблица 54

Уравнения регрессии йода и брома в метановых водах Грузинской глыбы

1. $\ln J = 0,33 \ln (Na+K) + 0,13 \ln Cl - 1,10$;
2. $\ln J = -0,14 \ln SO_4 + 0,15 \ln HCO_3 + 1,75$;
3. $\ln J = 0,31 \ln Br + 0,40 \ln B + 2,73$;
4. $\ln Br = 0,44 \ln M + 0,35 \ln (Na+K) + 1,08$;
5. $\ln Br = 0,15 \ln Ca + 0,24 \ln Mg + 3,41$
6. $\ln Br = 0,63 \ln Cl - 0,20 \ln Na/Cl + 1,46$.

В раскрытых гидрогеологических структурах Грузии, вмещающих подземные воды зоны активной циркуляции (грунтовые воды, артезианские воды инфильтрационных бассейнов Грузинской глыбы) и, частично, зоны замедленной циркуляции (углекислые воды Большого и Малого Кавказа), содержание йода и брома незначительное. Возникновение йода и брома в этих водах в основном определяется процессами взаимодействия в системе «вода—порода». В нефтяных водах, распространенных в закрытых артезианских бассейнах¹² Грузинской глыбы, часто содержащих нефть и газ, наблюдается повышенное содержание йода (до 80 мг/л) и брома (до 140 мг/л). В нижней гидродинамической подзоне замедленного водообмена подземных вод, заключенных в основном в соленосных отложениях Колхиды и представленных крепкими хлор-кальциевыми рассолами, со-

¹² Песчаные отложения основных нефтегазоносных горизонтов Грузии, как отмечалось выше, представляют собой в основном изолированные линзы, не связанные с региональными областями питания. Такая изолированность отмеченных горизонтов существовала со времени окончания осадконакопления и до складкообразования. После складкообразования часть водоносных горизонтов была выведена на поверхность и частично денудирована. Однако отсутствие резко выраженных очагов разгрузки в значительной степени ограничило область опреснения. Например, на месторождении Мирзаани, как отмечают Г. М. Сухарев и М. В. Мирошников, в раскрытой западной части, где происходит инфильтрация атмосферных вод в песчаники и конгломераты Ширакской толщи, распространены слабоминерализованные воды, в восточной же части, где толща удалена от дневной поверхности, минерализация возрастает.

держание брома еще более повышено (до 700 мг/л). Содержание йода в этих рассолах незначительное (до 5 мг/л). Таким образом, с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов, параллельно с повышением минерализации подземных вод, увеличивается содержание брома, достигая высоких концентраций в насыщенных рассолах [84]. В распространении йода в отмеченных подземных водах такая закономерность не наблюдается. Сравнительно высокую корреляционную зависимость в нефтяных водах йод проявляет с бором, натрием, хлором и продуктами распада органических веществ.

Общий характер химического состава этих вод, палео- и современная гидродинамика водовмещающих пластов, величины генетических коэффициентов $\left(\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}, \frac{Cl}{Br}\right)$, повышение содержания нафтеновых кислот, углеводородных газов и других продуктов распада органических веществ дают основание полагать, что нефтяные воды Грузии, так же как и концентрирующиеся в них микроэлементы (J, Br, B, Sr и др.), в основном сформировались под влиянием седиментационных процессов. В хлор-кальциевых рассолах параллельно с увеличением минерализации наблюдается повышение содержания брома, калия, кальция, лития и других компонентов. При этом корреляционная зависимость брома с минерализацией носит почти функциональный характер. Кроме отмеченного, выявленная корреляционная зависимость микроэлементов от химического состава рассолов, фациальный характер водовмещающих пород и палеогидрогеология региона позволяют вслед за Селивановым (1947), Валяшко (1956), Зайцевым (1958) и др. заключить, что хлор-кальциевые рассолы в основном являются в разной мере измененной маточной рапой древних солеродных бассейнов, погребенной вместе с галогенными отложениями [84].

ГЛАВА V

ОБЩИЕ УСЛОВИЯ ОБОГАЩЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТАМИ ГЛУБОКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Выявленные геохимические закономерности распространения микроэлементов в подземных водах особенно важное значение приобретают при решении вопросов поиска месторождений полезных ископаемых. В данном случае их мож-

Таблица 55

Распределение миграционных форм микроэлементов в глубоких подземных водах Грузии

Элементы		Основные формы миграции			
		кислые среды	коэффициент водной миграции	щелочные среды	коэффициент водной миграции
Катиогенные элементы	Li	Li ⁺	n	Li ⁺	n · 10 ³
	Rb	Rb ⁺	n · 0,1	Rb ⁺	n
	Cs	Cs ⁺	n	Cs ⁺	n · 10 ³
Аниогенные элементы	As	H ₃ AsO ₄ , H ₂ AsO ₄ ⁻	n · 10	H ₂ AsO ₄ ⁻ , HA ₂ O ₄ ²⁻ , H ₃ A ⁻ O ₃	n · 10 ³
	B	H ₃ BO ₃	n · 10	[B], H ₃ BO ₃ , H ₂ BO ₃ ⁻ , H ₂ B ₄ O ₇	n · 10 ³
	J	J ₂ , J ⁻ , JO ⁻	n · 10 ³	J ⁻ , [J]*	n · 10 ⁴
	Br	Br ⁻	n · 10 ³	Br ⁻ , [Br]	n · 10 ⁴

*



Соединения с органическим веществом.

но рассматривать как критерии в поисках рудных месторождений и нефтяных залежей, а также выделения перспективных структур и районов, вмещающих обогащенные микроэлементами подземные воды (промышленные воды). Как известно, помимо твердых полезных ископаемых, подземные воды, содержащие в повышенных концентрациях микроэлементы, часто являются дополнительными, а порой и единственными, ресурсами промышленной добычи элементов.

Современная промышленность потребляет в непрерывно возрастающем количестве такие химические элементы, как йод, бром, литий, рубидий, цезий, стронций, рений, германий, редкие земли и другие, основной сырьевой базой которых могут являться природные, преимущественно подземные промышленные воды. В настоящее время бром добывается из морской воды, рассолов озер и подземных вод. При промышленной добыче йода используются подземные воды, месторождения селитры и в незначительной мере морские водоросли. Основными производителями брома и йода за рубежом являются США, Англия, Израиль, Япония, Чили и др. В СССР йод и бром добываются в основном из подземных вод. Кроме того, во многих странах налажено производство добычи из природных вод многих химических элементов и солей (лития, соды, буры, фосфорной кислоты, вольфрама и др.).

На территории Грузинской ССР редкометалльные подземные воды обладают довольно широким распространением. Среди других регионов наибольший интерес представляет Южный склон Б. Кавказа, в пределах которого распространены, главным образом, углекислые воды, обогащенные (в два раза превышающие нижние пределы промышленных кондиций) цезием, литием, рубидием, бором, мышьяком и другими редкими элементами. По содержанию этих элементов углекислые воды этого региона значительно выделяются не только среди вод Кавказа, но и вообще среди подземных вод СССР. Больше того, по концентрации перечисленных элементов углекислые воды Южного склона Б. Кавказа не уступают известным углекислым и термальным водам США и Новой Зеландии. В связи с этим, изучение геохимии подземных вод этого и других регионов, распространенных на территории республики, является важным как в прикладном, так и теоретическом отношении, ибо с одной стороны это изучение открывает новые пути и возможности практического использования подземных вод, а с другой — дает возможность познать механизм и условия обогащения подземных вод промышленными компонентами.

В предыдущей части работы было показано, что в подземных водах Грузии, в зависимости от влияния многих факторов, определяющих в целом гидрогеохимическую обстановку, микроэлементы характеризуются резковыраженными контрастностями в водной миграции. Как видно из схематической карты распространения редкометалльных подземных вод (рис. 21), для углекислой провинции геосицинальных структур характерно повышенное содержание бора и лития, а для метановых вод и рассолов межгорной впадины — йода, брома и бора. Из приводимой сводной табл. 55 видно, что в зависимости от смены гидрогеохимической среды изменяются форма нахождения элементов и коэффициент их водной миграции. Так, у редких щелочных элементов (РЩЭ), которым не присуще наличие разнообразных форм в водах, миграционная способность резко повышается при смене кислой среды на щелочную. Особенно высокими концентрациями и коэффициентами водной миграции РЩЭ характеризуются в углекислых водах. Примерно аналогичными свойствами накопления в углекислых водах характеризуются также бор и мышьяк.

В пределах отдельных регионов, относительно повышенное содержание отмеченных компонентов, контролируется сравнительно обогащенными или водовмещающими породами (глинистые сланцы). При этом повышение содержания в водах микроэлементов хорошо согласуется с вертикальной гидрогеохимической зональности отдельных регионов. Выявлена высокая корреляционная зависимость между микроэлементами (литием, рубидием, цезием, бором, мышьяком и др.) и хлором, натрием, калием и минерализацией углекислых вод. Кроме того, в узлах сопряженных глубинных разломов Южного склона Большого Кавказа, в пределах которых наблюдается высокая геотермическая напряженность (величина теплового потока $q > 2$ мкал/см²сек) содержание отмеченных микроэлементов чрезвычайно повышено (участки — Кароби, Уцера, Ликоки и др.). Степень накопления этих микроэлементов и изменения их коэффициентов водной миграции и концентрации (по сравнению с литосферой и гидросферой) в углекислых водах настолько велика, что они достигают и порой (для бора) превышают их кларковые значения земной коры. Что касается коэффициентов водной миграции, то они характеризуются величинами $n \cdot 10^3$, свойственными галогенным элементам. Отмеченная чрезвычайно высокая степень миграции РЩЭ и бора в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа указывает на особые экстре-

Таблица 56

Ассоциации редких элементов подземных вод зоны замедленного водообмена

Геотектонические зоны	Водоносные комплексы	Химический состав	Минерализация, г/л	Преобладающий газ	Гидрогеохимические поисковые ассоциации элементов	
					главные	второстепенные
Южный склон Большого Кавказа	Сланцевые отложения (J_1-J_2)	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na} \\ \text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Na} \end{array} \right.$	3—27	CO_2	Li, Cs, B, As	Rb
	Карбонатный флиш (J_3)	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3-\text{Na} \\ \text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na} \end{array} \right.$	2—17	CO_2	Li, B	Cs, Rb
	Терригенно-карбонатный флиш (K_1)	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Cl}-\text{Na} \\ \text{HCO}_3-\text{Na} \\ \text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na} \end{array} \right.$	3—10 8—24	CH_4 CO_2	Li, B Li, B, As	Cs, Rb, J, Br Cs, Rb.
Грузинская глыба	Песчаники, глины, мергели, известняки, туфопесчаники (J_2-3) (N, P, K)	Cl—Na	10—80	CH_4	J, B	Br
		Cl—Ca—Na	17—340	CH_4	Br	Li
Аджаро-Триалетская система	Карбонатные и вулканогенно-флишевые отложения (P, K_1)	$\left\{ \begin{array}{l} \text{HCO}_3-\text{Na} \\ \text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na} \\ \text{Cl}-\text{Na} \end{array} \right.$	2—12 3—5	CO_2 CH_4	Li, B J, B	Rb, Cs, F, J, Br Br
Артвино-Болнисская глыба	Карбонатные отложения и туфопесчаники (N, K_1)	$\text{HCO}_3-\text{Cl}-\text{Na}$	7—14	CO_2	B	Li, Rb, J, Br

мальные условия, при которых формируются редкометалльные углекислые воды [118].

Галогенные элементы среды антропогенных элементов представляют собой группу универсальных водных мигрантов, которые хорошо мигрируют как в кислой, так и в щелочной среде. Что касается их повышенных концентраций, то они наблюдаются в основном в метановых водах и рассолах. При этом, если бром концентрируется с повышением глубины залегания водовмещающих горизонтов и общей минерализации подземных вод, достигая максимума (до 700 мг/л) в высокоминерализованных хлор-кальциевых рассолах, то йод более свойствен Cl—Na метановым водам нефтяных площадей. Характерной чертой последних является также повышение содержания бора, стронция и органических веществ.

В крепких хлор-кальциевых рассолах (М 300—400 г/л) глубоких горизонтов Колхидской низменности, помимо высоких содержаний брома, фиксируются также высокие концентрации (до 50 мг/л) лития. При этом наблюдается почти функциональная зависимость этих компонентов от общей минерализации рассолов.

При детальном анализе имеющегося материала, помимо общего регионального характера распределения, выявляется конкретная гидрогеохимическая специализация для отдельных регионов и даже для отдельных водоносных комплексов. В табл. 56 приведены ассоциации редких элементов подземных вод замедленного водообмена. Как видно из таблицы, микроэлементами более широко представлены углекислые воды Южного склона Большого Кавказа, чем аналогичные воды Малого Кавказа. В этом отношении обращает внимание повышенное содержание цезия и мышьяка. Среди водоносных комплексов Южного склона Б. Кавказа наиболее обогащенными микроэлементами являются углекислые воды сланцевых отложений юры (J_1 — J_2). Из таблицы также наглядно видно, что среди других микроэлементов выделяется бор, повышенные содержания которого наблюдаются почти во всех водоносных комплексах и типах подземных вод, за исключением хлор-кальциевых рассолов Грузинской глыбы. Литий, также занимающий ведущее положение среди главных элементов, является характерным компонентом для HCO_3 —Na и HCO_3 —Cl—Na углекислых вод. Йод является главным элементом для метановых (нефтяных) Cl—Na вод, а бром— для Cl—Ca рассолов.

Общие выводы

Работа посвящена геохимическим особенностям микроэлементов лития, рубидия, цезия, мышьяка, бора, йода и брома в глубоких подземных водах Грузии. В ней на примере типичного горно-складчатого региона, каким является грузинская часть Кавказа, с использованием современных методов исследования, изучены сложные процессы и условия формирования химического состава подземных вод, обогащенных различными редкими микроэлементами.

Распространение микроэлементов в глубоких подземных водах, так же как и химический состав этих вод, формировались в течение всей истории геологического развития отдельных структур территории Грузии. В результате этого на современном этапе развития мы имеем углекислые — $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ воды в высокоприподнятых частях геосинклинальных структур, а Cl—Na и Cl—Ca метановые воды в пределах Грузинской глыбы. Кроме того, они проявляются в погруженных частях складчатых структур Южного склона Б. Кавказа и Аджаро-Триалетской системы. Для углекислых провинций характерно повышенное содержание бора и лития, а для метановых вод — йода, брома и бора. Установлено, что углекислые воды Южного склона Большого Кавказа более широко представлены микроэлементами, чем аналогичные воды Малого Кавказа (Аджаро-Триалетской складчатой системы и Артвино-Болнисской глыбы). В этом отношении, помимо отмеченных компонентов, обращает внимание повышение содержания цезия, мышьяка, вольфрама и др.

Среди водоносных комплексов Южного склона Большого Кавказа наиболее обогащенными микроэлементами являются углекислые воды сланцевых отложений торы. В пределах сланцевых отложений Южного склона Б. Кавказа, в сторону восточного погружения, от поперечного Сванетского поднятия, в углекислых водах наблюдается увеличение минерализации и смена химического состава в такой последовательности: $\text{HCO}_3\text{—Ca} \rightarrow \text{HCO}_3\text{—Na} \rightarrow \text{HCO}_3\text{—Cl—Na} \rightarrow \text{Cl—Na—HCO}_3\text{—Na}$, сопровождающееся повышением содержания редких элементов. Подтверждением этого является высокая корреляционная зависимость отмеченных микроэлементов как с соответствующими химическими типами характерной зональности углекислых вод, так и отдельными компонентами химического состава (с хлором, калием, натрием, гидрокарбонатом) и минерализацией вод. В отличие от других микроэлементов бор в этих водах по причине своих гидрогеохи-

мических свойств, проявляет большую отрицательную корреляцию с кальцием и сульфат-ионом. Здесь же следует подчеркнуть, что вышеотмеченная зональность местами нарушена под влиянием мощных тектонических нарушений, обуславливающих разгрузки подземных вод с больших глубин, и в углекислых водах рассматриваемого региона концентрация микроэлементов полностью не соответствует отмеченной зональности, так что на общем фоне выделяются отдельные участки с высоким содержанием микроэлементов лития (до 30 мг/л), цезия (до 4 мг/л), бора (до 100 мг/л), мышьяка (до 6 мг/л) и т. д. Эти аномальные углекислые воды представляют участки (Кароби, Уцера, Ликоки и др.) сопряженных структур, продольных и поперечных глубоких разломов, в пределах которых наблюдаются высокая геотермическая напряженность (величина теплового потока $q > 2$ мкал/см² сек), мобилизирующая миграционную способность микроэлементов. На этих участках редкие щелочные элементы в водах накапливаются настолько интенсивно, что опережают натрий и калий и миграционный ряд принимает следующий вид: $Li \geq Cs > Na > Rb > K$, вследствие чего в этих водах понижены величины коэффициентов соотношения Na/K (до 4) K/Li (до 6,5), K/Rb (до 80), K/Cs (до 30), Rb/Cs (до 0,3), что ниже подобных величин в обогащенных ими горных породах. Примерно такой же аномальный характер накопления проявляет бор.

Вышеотмеченное дает основание предположить, что формирование редкометальных углекислых вод Грузии происходит под влиянием взаимодействия в системе «вода—порода» при аномальных для данных структур термобарических условиях. При этом следует подчеркнуть, что на данных аномальных участках не исключена также возможность просачивания глубинных растворов, обогащенных отмеченными микроэлементами.

В пределах Грузинской глыбы в метановых водах с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов, параллельно с повышением минерализации подземных вод увеличивается содержание брома, калия, кальция, лития, йода и др. Так, в глубоких горизонтах Колхидской низменности, заключенных в основном в соленосных отложениях и представленных крепкими хлор-кальциевыми рассолами, содержание брома повышено до 700 мг/л, а лития до 50 мг/л. Кроме отмеченного, выявленная корреляционная зависимость микроэлементов от химического состава рассолов, фацальный ха-

рактиер водовмещающих пород и палеогидрогеология региона позволяют заключить, что хлор-кальциевые рассолы Колхидской низменности в основном являются в разной мере измененной маточной рапой древних солеродных бассейнов, погребенной вместе с галогенными отложениями.

Установлено, что микроэлементы подземных вод в зависимости от влияния многих факторов, определяющих в целом гидрогеохимическую обстановку, характеризуются резко выраженными контрастностями в водной миграции. Часть элементов — литий, рубидий, цезий, бор и частично мышьяк и вольфрам — хорошо мигрируют и накапливаются в углекислых водах. Особенно высоких содержаний в углекислых водах эти элементы достигают в нижней части гидрогеохимического профиля при наличии таких благоприятных условий, как повышенное содержание элементов в породах и высокая геотермическая напряженность, мобилизирующая водную миграцию микроэлементов.

Другая часть элементов — йод и бром, хотя являются универсальными водными мигрантами, все же лучше мигрируют и накапливаются в минерализованных метановых водах и рассолах. В распространении брома в этих подземных водах наблюдается четкая зависимость — с увеличением глубины залегания водоносных горизонтов параллельно с повышением минерализации подземных вод увеличивается содержание брома, достигая высоких концентраций в насыщенных хлор-кальциевых рассолах. В распределении йода такая зависимость не наблюдается. Сравнительно высокую корреляционную зависимость в метановых подземных водах йод проявляет с бором, натрием, хлором и продуктами распада органических веществ.

Литий и бор, являющиеся также универсальными водными мигрантами, в повышенных концентрациях встречаются также в минерализованных метановых водах и рассолах. При этом повышение содержания лития происходит вплоть до начальных стадий галогенеза. Содержание бора же в хлор-кальциевых рассолах с повышением минерализации, в связи с большим содержанием в них кальция (до 3000 мг/экв), значительно уменьшается.

В зависимости от геохимической среды микроэлементы меняют форму своего нахождения в водах. Так, если крайним членам периодической системы Менделеева — редким щелочным и галогенным элементам свойственны сравнительно простые формы водной миграции, то для элементов средней части — мышьяка и бора, характерны сложные комплексные формы. При этом эти элементы свою повышенную

способность водной миграции и разнообразные формы нахождения проявляют в щелочных водах. В этих условиях элементы—комплексобразователи находятся как в виде недиссоциированных и слабодиссоциированных кислот, так и в виде элементоорганических комплексов. Проведенные эксперименты для выявления значений органических веществ в водной миграции микроэлементов (на примере бора) показали, что разрушение элементоорганических соединений сопровождается неперенным увеличением более чем на 60—70% определенных концентраций этих элементов. Так, в наиболее минерализованных бороносных углекислых водах $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ и $\text{Cl—HCO}_3\text{—Na}$ состава после разрушения бороорганических соединений определяемые количества бора возросли с 400 мг/л до 900 мг/л. Поэтому результаты определений бора (возможно и других элементов комплексобразователей) в водах, проведенные без учета их соединений с органическими веществами, в настоящее время не могут считаться вполне достоверными.

Помимо общего регионального характера распространения глубоких подземных вод, выявляется и конкретная гидрогеохимическая специализация отдельных регионов и даже отдельных водоносных комплексов. Среди других микроэлементов подземных вод этой зоны выделяется бор, повышенные содержания которого наблюдаются почти во всех водоносных комплексах и типах подземных вод, за исключением хлор-кальциевых рассолов Грузинской глыбы. Литий, также занимающий ведущее положение среди главных элементов, является характерным компонентом для углекислых $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ вод. Йод является главным элементом для Cl—Na нефтяных подземных вод, а бром — для Cl—Ca рассолов. Углекислые воды Южного склона Б. Кавказа более обогащены микроэлементами, чем аналогичные воды Малого Кавказа. Среди водоносных комплексов Южного склона Б. Кавказа наиболее обогащенными микроэлементами являются углекислые воды сланцевых отложений юры ($J_1\text{—}J_2$), что обусловлено, в первую очередь, их литолого-фациальным характером.

Установлено, что наиболее перспективными в отношении обнаружения высоких концентраций лития, цезия, рубидия, бора, мышьяка и др. являются глубокие горизонты $\text{HCO}_3\text{—Na}$ и $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ углекислых вод Шовной зоны центральной части Южного склона Большого Кавказа (особенно в пределах распространения сланцевых отложений юры). Распространенность отмеченных редкометалльных промышленных вод в зависимости от вышеотмеченных факторов и свойств

повышенной водной миграции в определенных геохимических условиях такова, что литий-борные воды занимают более обширные площади развития Шовных зон, среди которых выделяются участки (узлы пересечения сопряженных глубинных разломов) с повышенным содержанием цезия и рубидия.

Повышенные содержания йода, брома, бора и стронция наблюдаются в $Cl-Na$ метановых водах нефтеносных площадей Грузинской глыбы, а высокие концентрации брома и частично лития — в хлоркальциевых рассолах глубокопогруженной части Колхидской низменности.

ЛИТЕРАТУРА

1. А б и х Г. В. О системе триалетских минеральных источников. Изв. Кавк. отд. РГО, т. I, № 5, 1878.
2. А в е р ь е в В. В. Углекислые мышьяковистые воды на Южном Сахалине. Бюлл. Московск. об-ва исп. природы, т. 32, № 3, 1957.
3. А в е р ь е в В. В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности. В сб. «Вопр. формирования и распрост. минеральных вод СССР», М., 1960.
4. А в е р ь е в В. В. Мышьяковосодержащие подземные воды и их классификация. Сб. статей по вопросам гидрогеологии и инженерной геологии, 1962.
5. А д а м и я Ш. А. Доюрские образования Кавказа, Изд-во «Мецниереба», 1968.
6. А л и е в А. Г., А л и е в а Г. А., О с и к а Д. Г. Характер распределения J_2 , Вг, NH_4 и бора в горных растворах и пластовых водах нефтяных месторождений Северного Дагестана. «Геохимия», № 12, 1966.
7. А л ь б о в С. В. К вопросу о боре в подземных водах Крыма. «Геохимия», № 1, 1957.
8. А л е к с а н д р о в В. А. Мышьякосодержащие источники СССР. «Вопросы курортологии», № 1, 1940.
9. А л е к с а н д р о в С. М., Б а р с у к о в В. Л., Щ е р б и н а В. В. Геохимия эндогенного бора. Изд-во «Наука», М., 1968.
10. А л е ш к о - О ж е в с к и й Ю. П., В о р о н о в А. Б. и др. Влияние кальция на миграцию брома в процессе метаморфизации подземных рассолов. Изв. АН СССР, сер. геология, № 2, 1971.
11. А л ь т о в с к и й М. Е., Б ы к о в а Е. Л. и др. Изучение растворенных в водах органических веществ. В сб. «Методическое руководство по гидрогеологии для оценки перспектив нефтегазоносности». Госгеолтехиздат, М., 1961.
12. А р с а н о в а Г. И. К геохимии редких щелочей в термальных водах вулканических областей. В кн. «Молодые гидротермальноизмененные

- породы и минералы Камчатки и Курильских островов", М., Изд-во «Наука», 1969
13. Б а б и н а Н. М., К о н т о р о в и ч А. Э. Некоторые черты геохимии щелочных и щелочноземельных элементов в водах юры и нижнего мела Западно-Сибирской низменности. Тр. Сибирского н/и ин-та геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГТИМС), вып. 46. Вопросы литологии и геохимии Сибири, Новосибирск, 1967.
 14. Б а л а в а д з е Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры Грузии. Изд-во АН ГССР, Тбилиси, 1957.
 15. Б а р а н о в Ю. Е., И г н а т ь е в а Л. А. Изучение геолого-геохимических закономерностей размещения повышенных концентраций редких элементов в эффузивно-осадочных формациях Закавказья, как основа прогнозов и поисков новых типов м-ний редких элементов. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллографии, 1965.
 16. Б а р с у к о в В. Л. Некоторые вопросы геохимии бора. «Геохимия», № 7, 1961.
 17. Б а р с у к о в В. Л. Распространенность бора в изверженных и осадочных породах земной коры. Геохимия эндогенного бора, М., Изд-во «Наука», 1968.
 18. Б а ш а р и н а Л. А. Эксгаляции на побочных кратерах Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. В сб. Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 19. Б е л я н к и н Д. С., П е т р о в В. П. Петрография Грузии. Изд. АН СССР, 1945.
 20. Б е у с А. А., Г р и г о р я н С. В. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах Изд-во «Недра», М., 1965.
 21. Б ы к о в а Е. Л., Б р о д о в с к а я А. А., Д у д о в а М. Я. Метод определения органического углерода, по Л. Л. Крыловой в модификации А. А. Бродовской, для подземных вод. Методы исследования органических веществ подземных вод. М., Изд-во «Недра», 1969.
 22. Б о к и й Г. В. Введение в кристаллохимию. М., изд-во МГУ, 1954.
 23. Б р у с и л о в с к и й С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. Гидрохимические материалы, № 35, М., Изд-во АН СССР, 1963.
 24. Б у а ч и д з е Г. И., М х е и д з е Б. С. Газовый состав подземных вод. В кн. Гидрогеология СССР, т. X (Грузинская ССР), изд-во «Недра», М., 1970.
 25. Б у а ч и д з е И. М., Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Тр. ГПИ, № 3 (33), 1955.
 26. Б у а ч и д з е И. М. К вопросу формирования подземных вод в горно-складчатых областях. Тр. лаб. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского. АН СССР, т. XVI, 1958.

27. Буачидзе И. М., Тугуши И. Н. О механизме образования высокоминерализованных содовых вод на примере минер. воды Дзау. Труды ГПИ, № 7, Тбилиси, 1966.
28. Буачидзе И. М., Зауташвили Б. З. О закономерностях распространения промышленных подземных вод на территории Грузинской ССР. XV и/т конференция ГПИ, вып. 6, 1970.
29. Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Бурджанадзе И. И., Георгадзе Д. Ш., Зауташвили Б. З., Качарава Д. В., Мхеидзе Б. С. Водоносность юрских отложений. В кн. Гидрогеология СССР, т. X, Грузинская ССР, М., 1970.
30. Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Тевзадзе И. Т. Изотопный состав углерода CO_2 углекислых вод Грузии. Геохимия, № 6, 1972.
31. Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Шаоршадзе М. П. Геотермические условия нефтегазоносных районов Грузии. Проблемы горной теплофизики. Тезисы Всес. и/т конференции, Л., 1973.
32. Булейшвили Д. А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточн. Грузии. Гостоптехиздат, 1960.
33. Бурксер Е. С. Содержание бора в некоторых минеральных водах и грязях СССР. Гидрохим. материалы, т. 9, 1936.
34. Валяшко М. Г. Геохимия брома в процессах галогенеза и использование содержания брома в качестве генетического и поискового критерия. «Геохимия», № 6, 1956.
35. Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. К., Меттих Б. И., Власова Н. К. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. Изд-во «Наука», М., 1965.
36. Валяшко М. Г., Власова Е. В. К вопросу о состоянии бора в водных растворах (по данным инфракрасной спектроскоп.). «Геохимия», № 7, 1966.
37. Вахания Е. К. Стратиграфия мезозойских отложений Колхидской впадины в связи с поисками нефти и газа. Труды ВНИГНИ «Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии», выпуск XV, Изд-во «Недра», М., 1971.
38. Виноградов А. П. Йод в природе. «Природа», № 9, 1929.
39. Виноградов А. П. Происхождение йода и брома в нефтяных водах ДАН СССР, т. I, № 4, 1934.
40. Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., 1957.
41. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия» № 7, 1962.
42. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., Изд-во «Наука», 1967.
43. Вистелиус А. Б., Сарманов О. В. Стохастическое обоснование одного геологически важного распределения вероятностей. Докл. АН СССР, т. 58, № 4, 1947.

44. Владимиров Л. А. Средний годовой сток рек Грузии (АН ГССР. Инст. географии, 1962).
45. Вологдин А. Г. К открытию археоциат на Кавказе. Изд. ВГРО, т. 50, вып. 100, 1931.
46. Воронов А. В., Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О миграции микрокомпонентов в подземных рассолах (на примере лития). Бюлл. Моск. об. исп. природы, отд. геологическ. № 1, 1966.
47. Врублевский М. И. О содержании бора в некоторых минеральных источниках Кавказа. Науч. бюлл. ЛГУ, № 2, 1948.
48. Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа. Изд-во ЛГУ, 1962.
49. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1949.
50. Гамкрелидзе П. Д. Тектоника, В кн.: «Геология СССР», т. X, Грузинская ССР, «Недра», 1964.
51. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. В кн. Глубинное строение Кавказа, М., Изд-во «Наука», 1966.
52. Гвахария Г. В. Датолит из Соганлугской осыпи в окрестностях Тбилиси. Докл. АН СССР, т. XXIV, № 2, 1939.
53. Геология СССР, т. X, часть I. Геологическое описание. Изд. «Недра», М., 1964.
54. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. том I, Геохимия редких элементов. Изд-во «Наука», М., 1964.
55. Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1953.
56. Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. Изв. высш. уч. заведений (МГРИ). Геология и разведка, 8, 1961.
57. Гидрогеология СССР, том X, Грузинская ССР, Изд-во «Недра», 1970.
58. Гинзбург А. И., Ставров О. Д. К геохимии цезия. «Геохимия», № 4, 1969.
59. Гоишвили Б. А. Распределение некоторых редких элементов в гранитоидах Верхней Сванетии Тр. КИМС, вып. I (8) сер. геол., 1965.
60. Голева Г. А. Йодо-бромные воды западных областей Украины. Тр. ВСЕГИНГЕО, № 9, 1964.
61. Гольберг Э. Д. Геохимия моря. В сб. «Геохимия литогенеза». М., Изд-во иностр. лит., 1963.
62. Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии бора. Сб. статей по редким элементам. ГОНТИ 1938.
63. Гольдшмидт В. М., Петерс К. К геохимии мышьяка. Сб. статей по геохимии редких элементов. М.-Л., ГОНТИ ИКТП СССР, 1938.
64. Гольдшмидт В. М. Сборник статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ ИКТП СССР, М.-Л., 1938.

65. Горбов А. Ф. Основы генетической классификации боратов. Тр. ВНИИГАЛУРГИИ, вып. 40, 1960.
66. Григорьев Н. и Чепцов А. К вопросу о мышьяковистых водах Кавказа. Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. III, Ростов-на-Дону, 1939.
67. Губкин И. М., Федоров С. Ф. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. Изд-во АН СССР, 1938.
68. Гуляева Л. А. Распространение бора в современных органических осадках. ДАН СССР, геол. сер., — 37, № 1, 1942.
69. Гуляева Л. А., Иткина Е. С. Галогены в морских и пресноводных отложениях. «Геохимия», № 6, 1962.
70. Гуревич М. С. Редкие и рассеянные элементы в артезианских водах. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
71. Джаляшвили В. Г., Мелива Ф. С., Чичуа Г. Е. Гидрогеологическая характеристика основных лечебных минеральных вод ГССР (курортология и физиотерапия). Труды № 29, Тбилиси, 1967.
72. Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы. Сообщения АН ГССР, т. III, № 1—2, 1942.
73. Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. АН ГССР, 1948.
74. Егоров О. Н. Некоторые закономерности химизма и размещения углекислых минеральных вод Трусовского ущелья на Кавказе. Изд. АН СССР, сер. геол., № 6, 1965.
75. Ерофеев В. Д. К вопросу о роли неотектоники в формировании теплового режима Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1973.
76. Жеребцова И. К., Волкова Н. Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера. «Геохимия», № 7, 1966.
77. Жеребцова И. К. Поведение брома в эвтоническую стадию сгущения морской воды. Сб. Геология и калленосность Сибирской платформы и других районов соленакпления СССР. М., Изд-во «Наука», 1970.
78. Зайцев И. К. Гидрохимия подземных вод Восточной Сибири и перспективы этой территории в отношении некоторых полезных ископаемых. Ирк., ГУ, Иркутск, 1957.
79. Зайцев И. К. Некоторые закономерности распространения и формирования подземных рассолов на территории СССР. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, Госгеолтехиздат, Л., 1958.
80. Зайцев И. К. Вопросы классификации и генезиса промышленных вод и рассолов. Тр. н/т совещания по гидрогеологии и инж. геологии, вып. II, Минеральные, термальные и промышленные воды. Изд-во «Недра», 1968.

81. З а р и д з е Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии. Гостехиздат, СССР, 1947.
82. З а у т а ш в и л и Б. З. О роли геохимии природных вод при решении некоторых металлогенических вопросов. «Разведка и охрана недр», № 11, 1960.
83. З а у т а ш в и л и Б. З. Геохимические особенности возникновения, распространения и накопления мышьяка в подземных водах Грузии. «Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии», Тр. Сектора ГИГ АН СССР, № 5, 1976.
84. З а у т а ш в и л и Б. З., К а л а н д а р и ш в и л и Н. А. Геохимические закономерности распространения и концентрации йода и брома в подземных водах Грузии. «Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии», Тр. Сектора ГИГ АН СССР, № 6, 1976.
85. З а у т а ш в и л и Б. З. Минеральные воды района Аджарской группы меднополиметаллического месторождения. Тр. № 2 (87), ГПИ, «Геология и полезные ископаемые», 1963.
86. З а у т а ш в и л и Б. З. К вопросу о гидрогеохимии ртути (на примере ртутных месторождений Абхазии), «Геохимия», № 3, 1966.
87. З а у т а ш в и л и Б. З., Б у р д ж а н а д з е И. И. Углекислые мышьяковистые воды района Западной части Южного склона Большого Кавказа. Труды ГПИ им. В. И. Ленина, № 3 (108), 1966.
88. З а у т а ш в и л и Б. З. К вопросу интерпретации одной гидрогеохимической аномалии. Тр. н/и лабор. ГИГ, ГПИ, № 3, 1967.
89. З а у т а ш в и л и Б. З., К а л а н д а р и ш в и л и Н. А. Некоторые закономерности распространения бора в подземных водах Грузии. «Геохимия», № 4, 1971.
90. З а у т а ш в и л и Б. З., Н а н а д з е И. В. К вопросу гидрогеохимии вольфрама. Тр. н/и лабор. ГПИ им. В. И. Ленина, № 7, 1972.
91. З а у т а ш в и л и Б. З. О геохимических закономерностях распространения и концентрации редких щелочных элементов Li, Rb, Cs в углекислых водах Грузии. Сообщ. АН СССР, № 1, 1974.
92. З в и а д а д з е У. И. О происхождении бора в подземных водах флишевой формации верхней юры — нижнего мела. Сообщ. АН СССР, 57, № 3, 1970.
93. И в а н о в А. А., Я р ж е н с к и й Я. Сводный обзор месторождений и признаков боропроявления на территории СССР, 1951.
94. И в а н о в А. М. Бор — постоянный микроэлемент золы нефтей, указывающий на ее органическое происхождение. Азербайджанское нефтяное хозяйство, № 6, 1957.
95. И в а н о в А. М. Новые данные об изоморфизме аниона борной кислоты в сульфатных и карбонатных пермских породах Куйбышевской области. Сб. научн. тр. КИИ, вып. VII, кн. 4, Геология, 1957.
96. И в а н о в В. В. Современная гидротермальная деятельность вулкана Эбеко на острове Парамушир. «Геохимия», № 1, 1957.
97. И г н а т о в и ч Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. ДАН, т. 45, № 3, 1944.

98. Ильинский В. П. Морская вода как промышленный источник хлористых и сернокислых солей натрия, калия, магния и солей брома. Сб. трудов Гос. ин-та прикладной химии, вып. 40, 1948.
99. Кавтарадзе Г. И. Распределение йода в водах нефтяного месторождения Норно. Азерб. нефт. хоз., IX, 1947.
100. Кавтарадзе Г. И. Гидрохимические особенности вод третичных отложений нефтеносных районов Грузии. Новости нефтяной техники. Геология, № 6, 1956.
101. Кавтарадзе Г. И. Гидрохимические особенности подземных вод плиоценовых отложений Грузии. Труды ВНИГНИИ. Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии, выпуск СХУ, изд-во «Недра», М., 1971.
102. Казмина Г. И. Бор-хлоридный коэффициент в водах нефтяных месторождений. ДАН СССР, нов. серия, т. 27, № 2, 1951.
103. Капченко Л. Н. О природе хлоридных глубинных рассолов. «Советская геология», № 3, 1962.
104. Капченко Л. Н. Развитие представлений о ювенильности глубинных подземных вод. Сб. IV совещ. по пробл. астрогоол., Л., 1962.
105. Капченко Л. Н. О формировании минеральных вод типа Лугела-Окуми. «Геохимия», № 7, 1966.
106. Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та ГССР, сер. геол., т. III (VIII), 1947.
107. Качарава И. В. Рача-Лечхумский бассейн и смежные районы в палеогеновое время. Тр. геол. ин-та АН ГССР сер. геол., т. II/VII, 1944.
108. Качарава Д. В., Мзареулишвили М. В. К вопросу содержания и условий формирования лития подземных вод Грузии (на груз. языке). Тр. Груз. политехн. ин-та, № 6, 1967.
109. Качарава Д. В. Геология и геохимия минеральных вод Грузии. Изд-во «Мецниереба», 1976.
110. Кашкай М. А. Роль сопряженных поперечных и продольных структур в геотермическом режиме Кавказа. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. Изд-во «Наука», М., 1967.
111. Киссин И. Г. Геотермический режим и величины теплового потока в центральном и восточном Предкавказье. В кн. Региональная геотермия и распространение терм. вод в СССР, изд. «Наука», 1967.
112. Киссин И. Г., Пахомов С. И. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы. «Геохимия», № 4, 1969.
113. Клименко А. И. Закономерности распространения и некоторые вопросы формирования углекислых вод Казбекской области в связи с ее геологическим строением. Сб. Термальные и минеральные воды Сев. Кавказа. М., Изд-во «Наука», 1965.
114. Коган Б. И., Названова В. А., Солодов Н. А. Рубидий и цезий. Изд-во «Наука», М., 1971.

115. Когошвили Л. В., Церцвадзе Н. В. Некоторые закономерности распространения минеральных источников Н. Сванетии. Тр. лабор. гидрогеол. и инж. геол. проблем, № 2, 1966.
116. Козин А. И. К геохимии бора на примере пластовых хлоридных вод. «Геохимия», № 6, 1966.
117. Конюшевский Л. К. Минеральные воды, газы и целебные грязи. В сб. «Минеральные ресурсы Грузии». Тбилиси, 1933.
118. Крайнов С. Р., Зауташвили Б. З., Петрова Н. Г., Королькова М. Х. Условия и причины формирования углекислых боросодержащих вод (на примере Б и М. Кавказа). «Геохимия», № 5, 1978.
119. Крайнов С. Р., Волков Г. А., Королькова М. Х. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов Zn, Cu, Hg, Li, Pb, Cs, As, Ge в углекислых водах Эльбрусского вулканического района. «Геохимия», № 2, 1966.
120. Крайнов С. Р., Капранов С. Д., Петрова Н. Г. К геохимии рубидия в подземных водах. «Геохимия», № 2, 1967.
121. Крайнов С. Р. Особенности геохимии цезия в подземных водах различных глубинных зон земной коры. «Геохимия», № 8, 1970.
122. Крайнов С. Р., Петрова Н. Г., Батуриная И. В. О геохимических особенностях и условиях формирования углекислых вод Кавказа, обогащенных литием, рубидием, цезием. «Геохимия», № 3, 1973.
123. Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. Изд-во «Недра», 1973.
124. Крайнов С. Р., Волков Г. А., Петрова Н. Г., Батуриная И. В. Мышьяковосодержащие углекислые воды Кавказа (особенности распространения, химический состав, условия формирования). «Геохимия», № 2, 1974.
125. Красничева В. В. О накоплении бора в минеральных водах в результате выделения его из осадочных пород. Проблемы гидрогеологии, 1960.
126. Красничева В. В. О процессах формирования насыщенных рассолов. Материалы V совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока, Иркутск-Тюмень, 1967.
127. Красничева В. В. Гидростеохимия хлора и брома. Изд-во «Наука», М., 1968.
128. Кропотова О. И., Кравцов А. И., Федоренко Б. Ф. Изотопный состав углерода газов действующих вулканов и термальных источников Курило-Камчатской вулканической дуги. Тезисы докладов III Всесоюз. симпозиума по прим. стаб. изотопов в геохимии. М., 1970.
129. Кротова В. А. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. Тр. ВНИГРИ, Геол. сб., № 2, вып. 95, 1956.
130. Кузнецов А. М., Максимович Ч. А. О закономерностях накопления бром-иона в подземных рассолах. Докл. АН СССР, т. 138, № 5, 1961.

131. Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. ИГН, вып. 131, геол. сер., № 52, 1951.
132. Купцис Р. Д. Краткий обзор минеральных вод и лечебных грязей Грузии, Вестн. Наркомздрава Грузии, № 1—3, Тифлис, 1925.
133. Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. Изд-во «Недра», М., 1964.
134. Лебедев В. И. К седиментационно-диагностической теории образования хлор-кальциевых вод. Вестник ЛГУ, № 6, 1966.
135. Леонова Л. Л. К вопросу об источнике бора в термальных водах горячего пляжа (о Кунашир), «Геохимия», № 10, 1969.
136. Лисицын А. К. О формах нахождения урана в подземных водах и условиях осаждения в воде UO_2 . «Геохимия», № 9, 1962.
137. Логинова Л. Г., Галицына Э. И. Спектрометрический метод количественного определения лития, рубидия, цезия, стронция в подземных водах. В кн. Новые методы анализа химического состава подземных вод. М., Изд-во ВСЕГИНГЕО, 1967.
138. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. Изд-во «Наука», М., 1968.
139. Маликова И. М. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1967.
140. Мальская Р. В. Бор в подземных водах Предкарпатья. «Сов. геология», № 3, 1968.
141. Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. Изд-во «Наука», 1964.
142. Масуренков Ю. П. Выделение воды магматическим расплавом. Вопросы гидрогеологии центрального и восточного Предкавказья. Тр. лабор. гидр. проблем им. Саваренского. т. X VIII, 1962.
143. Масуренков Ю. П. Плотности теплового потока и глубина залегания магматического очага под вулканом Эльбрус. Бюлл. вулканол. ст. АН СССР, № 47, «Наука», М., 1971.
144. Мефферт Б. Ф. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте. Тр. Всесоюз. геол. разв. объединения, вып. 180, 1932.
145. Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития зон (на примере Кавказа). «Сов. геология», № 6, 1962.
146. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1968.
147. Михайлов Б. М., Федотов И. С. Бороорганические соединения. Изв. АН СССР, сер. хим., № 12, 1956.
148. Мицкевич Б. В. Результаты изучения подвижности редких элементов в природных водах. Тр. I-го Укр. гидрогеол. совещания, т. 1, Киев, АН УССР, 1961.
149. Набоко С. И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. Тр. лабор. вулканол. АН СССР вып. 16, 1959.

150. Наниташвили Г. В. Гидрогеологическое районирование Грузии в связи с поисками нефти и газа. Труды ВНИГНИ, мат-лы геологии и нефтегазоносности Грузии, вып. СХУ, Изд-во «Недра», М., 1971.
151. Несмеянов А. И. и Соколов Р. А. Методы элементоорганической химии. М., «Наука», 1964.
152. Никаноров А. М. Об условиях накопления и сохранения йода и брома в подземных водах мезокайнозойских отложений Восточного Предкавказья. Сов. геология, № 10, 1966.
153. Оборин А. А., Залкинд И. Э. К геохимии бора в гипергенных процессах. Геохимия, № 2, 1964.
154. Овчинников А. М. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа. Тр. Моск. геол. разв. ин-та им. Орджоникидзе, 23, 1948.
155. Одикадзе Г. Л. Геохимические особенности распределения щелочных элементов в порфиридных калиевых гранитах Северного Кавказа. «Сов. геология», № 8, 1966.
156. Одикадзе Г. Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. Автореферат докт. дис. Тбилиси, 1969.
157. Орлова Е. И. Миграция стронция-90 в подземных водах различного состава. «Гигиена и санитария», № 7, 1965.
158. Орфанди К. Ф. О некоторых закономерностях пространственного размещения месторождений углекислых вод Северного Кавказа. Изв. АН СССР, № 9, сер. геол., 1965.
159. Панченко А. С. Значение брома для решения вопросов формирования хлоридно-кальциевых рассолов, связанных с соленосными отложениями. Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, № 11, 1965.
160. Пахомов. К геохимии стронция в углекислых водах и минеральных водах Приэльбрусья. В кн. Термальные и минеральные воды Северного Кавказа. Изд-во «Наука», М., 1965.
161. Перельман А. И. Миграционная способность химических элементов в коре выветривания. Сб. Кора выветривания, вып. 2. Изд. АН СССР, 1956.
162. Перельман А. И. Некоторые особенности водной миграции химических элементов в ландшафте. Вопросы химии, V, вып. 99, 1963.
163. Печерин А. Г. О гидрохимической зональности и накопления йода в подземных водах. Волго-Камского артезианского бассейна.
164. Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. АН СССР, Изд-во «Наука», 1966.
165. Пиннекер Е. В. Палеогидрогеологические реконструкции и возраст рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна. В кн. формирования и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Изд-во «Наука», 1968.

166. Пиннекер Е. В. О формировании концентрированных рассолов. Тр. н/т совещания по гидрогеологии и инж. геологии, вып. II. Минеральные, термальные и промышленные воды. Изд. «Недра», 1968.
167. Питьева К. Е. Об источниках бора, брома, лития, стронция в подземных водах девона и карбона Нижнего Поволжья. Вестник МГУ, серия IV, Геология, 4, 1965.
168. Питьева К. Е. Некоторые особенности геохимии бора в подземных водах Предкавказья. «Разведка и охрана недр», № 7, 1966.
169. Поваренных А. С. Твердость минералов, Изд-во АН УССР, 1963.
170. Попов В. С., Осичкина Р. Г. Поведение брома в процессе галогенеза в верхнеюрском солеродном бассейне Средней Азии. «Геохимия», № 3, 1973.
171. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. «Наука» М., 1968.
172. Разумовский Н. К. О значении логарифмически нормальных зон распределения частот в петрологии и геохимии. Докл. АН СССР, т. 33, № 1, 1941.
173. Растворова В. А. и др. Молодые движения по разломам в Прикавказском районе Центрального Кавказа. Соврем. движ. земной коры, № 2, 1965.
174. Резников А. А., Муликовская Е. М., Соколов И. Ю. Методы анализа вод. Госгеолтехиздат, 1963.
175. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, т. II, 1937.
176. Розен Б. Я. Геохимия брома и йода. Изд-во «Недра», М., 1970.
177. Россоти Р., Россоти Х. Определение констант устойчивости и других констант равновесия в растворах. М., Изд-во «Мир», 1965.
178. Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сб. трудов геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси, 1951.
179. Рубинштейн М. М. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Тр. V сессии Комиссии по определению абсолютн. возр. геол. формации. М., 1958.
180. Самарина В. С. Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Изд-во ЛГУ, 1963.
181. Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Влияние ионов натрия и кальция на миграцию бора в подземных рассолах. ДАН СССР, т. 133, № 6, 1960.
182. Селиванов Л. С. О происхождении хлора и брома в соляной массе океана. Бюлл. вулканолог. станции на Камчатке, № 11, 1947.
183. Семенов А. Д. и др. Опыт определения миграции форм растворенных веществ в природных водах. «Геохимические материалы», № 47, 1968.

184. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Труды Гос. океанографического ин-та, 17 (29). Гидрометиздат, Л., 1950.
185. Славянова Л. В., Галицын М. С. Основные закономерности накопления йода, брома, бора, лития, стронция, рубидия, калия. Материалы пятого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск-Тюмень, 1967.
186. Славянова Л. В., Галицын М. С. Микроэлементы в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней районов юго-востока Русской платформы. Изд-во «Недра», М., 1970.
187. Смирнова А. Я. Вопросы генезиса бора, брома, йода в подземных водах меловых отложений Западного Предкавказья. «Сов. геология» № 8, 1969.
188. Смирнов С. И. Вероятностно-стохастические закономерности распределения химических элементов в природных водах. Гидрохимические материалы, изд. АН СССР, 1963.
189. Смирнов С. И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. Изд-во «Недра», М., 1971.
190. Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных м-ний АН СССР, 1955.
191. Ставров О. Д., Хитров В. Г. О возможной геохимической связи цезия с бором. «Геохимия», № 1, 1962.
192. Стурца И. Н. О «метасоматическом» происхождении хлоридных кальциевых вод. Советская геология, № 4, 1977.
193. Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Госгеолтехиздат, 1948.
194. Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. Гостоптехиздат, М., 1963.
195. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, монография, № 8, 1958.
196. Тагеева Н. В. О содержании бора в природных водах. ДАН СССР, т. 30, № 3, 1943.
197. Тагеева И. В. Объемный метод определения количеств бора в природных растворах. Ж. «Прикл. химии», № 8, 1935.
198. Тарануха Ю. К., Сухарев Г. М. Тепловой поток из недр по одному из поперечных пересечений Большого Кавказа. Проблемы горной теплофизики. Тезисы Всес. н/т конференции, Л., 1973.
199. Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат. Груз. СССР, 1948.
200. Твалчрелидзе Г. А. Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. «Советская геология», № 12, 1972.
201. Тугуши И. Н. Химический режим углекислых вод, как признак их генетической связи с вмещающими породами. Тр. ГПИ «Геология», № 4 (168), 1974.
202. Уайт Д. Е. Термальные воды вулканического происхождения. В сб. «Геохимия современных поствулканических процессов». «Мир», М., 1965.

203. Удодов П. А., Онуфриенок И. П., Париллов Ю. С. Опыт гидрогеохимических исследований в Сибири. Методика и результаты работ. Государственное изд-во «Высшая школа», М., 1962.
204. Ферсман А. Е. Геохимия, т. т. I, II, III, IV. Госхимиздат, 1933, 1935, 1939.
205. Халатян Э. С. К вопросу о гидрохимических исследованиях бора. Изв. АН Арм. СССР. Наука о Земле. 18, № 6, 1965.
206. Харашвили Г. И., Казахашвили Т. Г. Скарны Каробского рудного узла в Верхней Раче (Южный склон Центрального Кавказа). Тезисы докладов научн. техн. конференции ГПИ им. В. И. Ленина, 1974.
207. Хардер Г. Геохимия бора. Изд-во «Недра», 1965.
208. Ходкова И. А., Гемп С. Д. Распределение лития, рубидия и цезия в водах и твердых выбросах грязевых вулканов Керченско-Таманской области. Геохимия, № 12, 1970.
209. Хорстман Э. Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. В кн. Геохимия редких элементов, Изд-во иностр. лит., М., 1959.
210. Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. В тр. Ин-та геологии АН ГССР, № 5, 1954.
211. Цагарели А. Л. Четвертичная тектоника Грузии. Сб. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, проблема II, Изд-во «Недра», 1964.
212. Церцвадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. Изд-во «Недра», 1972.
213. Церцвадзе Н. В. Некоторые вопросы генезиса углекислых минеральных вод Верхней Сванетии. Тр. н/и лабор. гидрогеол. и инж.-геол. проблем, № 3, Тбилиси, 1967.
214. Чихелидзе С. С. Природные ресурсы ГССР, т. III. Минеральные воды. М., Изд-во АН ГССР, 1961.
215. Чихладзе Ш. Г. О некоторых результатах геотермических исследований в Колхидской низменности. Региональная геотермия и распростр. термальных вод в СССР, Изд-во «Наука», М., 1967.
216. Шаратов И. П. Применение математической статистики в геологии, М., изд-во «Недра», 1965.
217. Швец В. М., Быкова Е. Л., Шилов И. К., Воробьева И. Н. Роль органических веществ подземных вод в миграции и концентрации йода, брома и бора. Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 33, М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1970.
218. Шинкаренко А. А. О газовом составе и содержании микроэлементов в минеральных источниках района Кавказских минеральных вод. Труды лабор. гидрогеол. проблем АН СССР им. Ф. П. Саваренского, № 3, 1948.
219. Шишкина О. В. Геохимия морских и океанических иловых вод. Изд-во «Наука», М., 1972.

220. Шлефер Г. Л. Комплексообразование в растворах. М.-Л., «Химия», 1964.
221. Шубладзе Р. Л. Датолит из ущелья Бугамис-хеви. Тр. КИМС, вып. II (4) 1960.
222. Щербakov А. В. Гидрогеохимические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. ВСЕГИНГЕО, Госгеолтехиздат, М., 1961.
223. Щербakov А. В., Смирнов Г. Н. Термогеохимические особенности Русской платформы. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. Изд-во «Наука», М., 1967.
224. Щербина В. В. Геохимические особенности бора, определяемые его положением в периодической системе и его кристаллохимией. Геохимия эндогенного бора, М., «Наука», 1968.
225. Эллис А. Д. Химия некоторых исследованных геотермических систем. В кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Изд-во «Мир», М., 1970.
226. Эристави Д. И., Броучек Ф. И. Физико-химические исследования мин. вод Боржоми. Изд. «Сабчота Сакартвело», Тбилиси, 1964.
227. Эристави Д. И., Джинчарадзе Г. Г. О содержании редких щелочных элементов в подземных минеральных водах. Тр. ГПИ им. В. И. Ленина 5(103), 1965.
228. Эристави Д. И., Бокучава Л. В. Органические вещества в минеральных водах Грузии. Изд-во «Сабчота Сакартвело», Тбилиси, 1968.
229. Эристави Д. И., Джинчарадзе Г. Г., Бокучава Л. В. Корреляционные связи щелочных элементов в минеральных водах. Тр. Груз. политехн. ин-та № 6, 1968.
230. Яржемский Ф. Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР. «Сов. геология», 7, 1958.
231. Яцимирский К. Б., Васильев В. П. Константы нестойкости комплексных соединений. Изд-во АН СССР, М., 1959.
232. Ahrens L. H. The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 5, n. 2, 1954.
233. Chayeb T. The lognormal distribution of elements; a discussion. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 6, 1954.
234. Correns C. W. The geochemistry of halogens. *Phys. and Chem. Earth* v. 1, London, 1956.
235. Degens Egon T., Renter Helmuth S. Geochemical analysis of organic materials in sediments, soils, and natural waters. (Abstract). Intern. Meet. Organic Processes Geochem., Milan, 1962 (Preprint) Oxford Pergamon Press.
236. Ellis A. I., Anderson D. M. The geochemistry of bromine and iodine in New Zealand thermal waters. *N. Z. J. Sci.*, v. 4, No 3, 1961.

237. Ellis A. I., Wilson S. H. The geochemistry of alkali metal ions in the Wairakei hydrothermal system. — *N. Z. J. Geol. and Geophys.*, v. 3, No 4, 1964.
238. Ellis A. I. Present day hydrothermal systems and mineral deposits. Mining and petroleum geology. 1970, London.
239. Golding R. M., Speer M. G. Alkali ion analysis of thermal waters in New Zealand. — *N. Z. J. Sci.*, v. 4, No 2, 1961.
240. Goldschmidt V. M. Geochemistry, Oxford, 1964.
241. Green I. Geochemical table of the elements for 1959. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, No 9, 1959.
242. Hunlston I. R., McCabe W. I. Mass spectrometer measurements in the thermal areas of New Zealand. p. 2, Carbon isotopic ratios. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 26, 1962.
243. James C. H. The geochemical dispersion of arsenic and antimony related to gold mineralization. Res Centre, Imperial College. London, 1957, No 12.
244. Ichikuni Mesami. Huxon karaxy dzaccu, *Nippon Kagazy zasshi*, J. Chem. Soc. Japan, Pure Chem. Sec., 1959, 80, No 10, 1128—1130, A-90.
245. Landergren S., On the distribution of boron on different size classes in marine sediments. — *Geol. fören i Stockholm förland*, Bd. 80, No 1, 1958.
246. Miller R. L., Golberg E. D. The normal distribution in Geochemistry. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 8, 1955.
247. Noddack I., Noddack W. Die geochemischen Verteilungs-Koeffizienten der Elenete. — *Svensk. Kem. Fidskr.*, 46, 1934.
248. Onishi H., Sandell E. B. Geochemistry of arsenic. *Geochim. et Cosmochim. Acta* 7, No 1—2, 1955.
249. Rankama K., Sahama T. Geochemistry. Univ. Chicago Press., 1950.
250. Richie I. A. Arsenic and antimony in some New Zealand thermal waters. *New Zealand J. Sci.*, v. 4, No 2, 1961.
251. Sandell E. B., Goldich S. S. The rarer metallic constituents of some American igneous rocks, I—II—J. *Geol.* 51, No, 2 1943.
252. Turekian K. K. and Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull., Geol. Soc. of Amer.*, v. 72, No 2, 1961.
253. Usunuma Y. *Chemical investigation of hot springs in Japan*. Tokyo, 1965.
254. Weissberg B. G. Gold-silver oregrade precipitates from New Zealand thermal waters. *Econ. Geol.*, 1969, No, 1, v. 64.
255. White D. T. Thermal waters of volcanic origin. *Bull. geol. Soc. America*, pt. I, v. 68, No 12, 1957.
256. White D. E. Volcanic emanations. *Data of Geochemistry. Geol. Surv. Prof. Paper* 440 k, 1963.

257. White D. E., Anderson E. T., Grubbs D. K. Geothermal brine well: mile-deep drill hole may tap ore-bearing magnetic water and rocks undergoing metamorphism. — *Science*, v. 139, No 3558, 1963.
258. Winchester I. W., Duce R. A. Geochemistry of iodine, bromine and chlorine in the air-sea-sediment system. Symposium of marine Geochemistry Graduate School of Oceanography. University of Rhode Island, Occasional Publ., № 3, 1965.
259. Chowdhury A. N., Sen B. N. Problems in practical ground water chemistry. *Wise. Publ. Geol. Surv. India*, N 14, Part 3, 1909.
260. Flopza Nicolae. Caracteristicile generale ale acumularii sazurilor in ape naturale. «*Hidrotehnica*», (RSR), 18, № 2, 1973.
-

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава I. Методика проведенных исследований	8
Глава II. Основные природные условия	10
1. Физико-географические условия	10
2. Геологическое строение	12
3. Геотермические условия	20
4. Гидрогеологические условия	23
Глава III. Микроэлементы и органические вещества подземных вод	
А. Микроэлементы	33
1. Углекислые воды	33
2. Метановые воды	54
Б. Органические вещества	64
Глава IV. Геохимия микроэлементов подземных вод	66
А. Катионогенные элементы	66
Б. Анионогенные элементы	98
Глава V. Общие условия обогащения микроэлементами глубоких подземных вод и возможности их использования	137
Общие выводы	143
Литература	147

Берди Захарьевич Зауташвили

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ГЛУБОКИХ ПОДЗЕМНЫХ
ВОД ГРУЗИИ

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор издательства К. И. Имнадзе
Техредактор Э. Б. Бокерия
Художник В. Хмаладзе
Корректор М. Д. Рамишвили

ИБ—600

Сдано в набор 16.8.1977; Подписано к печати 12.6.1978) Формат
бумаги 60×90¹/₁₆; Бумага № 1; Печатных л. 10.25; Уч.-издат. л. 9.17;

УЭ 01094;

Тираж 1500;

Заказ 3400;

Цена 1 руб. 15 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниერება», Тбилиси 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси 380060, ул. Кутузова, 19

2664