ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ РАССОЛОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ РАССОЛОВ

3628

МОСКВА „НЕДРА“ 1981

УДК 556.3 : 550.4

Закономерности распространения и формирования металлоносных рассолов/Голева Г. А., Торикова М. В., Алексинская Л. Н., Солодов Н. А. М., Недра, 1981. 264 с.

Приведены результаты многолетних исследований поверхностных и глубоких металлоносных вод СССР. Предлагается их новая геохимическая классификация. Рассматриваются особенности процессов рассеяния и концентрирования основных рудообразующих и сопутствующих микрокомпонентов в высокоминерализованных водах нефтяных, соляных и полиметаллических месторождений. Описываются закономерности взаимосвязи металлоносных вод и водовмещающих пород. Дается характеристика различных факторов, определяющих рассеяние и концентрирование рудных и сопутствующих микрокомпонентов в подземных водах. Описаны новые поисковые гидрогеохимические критерии. Охарактеризована методика гидрогеологического картирования металлоносных подземных вод в районах с мощным покровом осадочных отложений.

Для широкого круга специалистов в области геологии и геохимии.

Табл. 58, ил. 51, список лит. — 136 назв.

Авторы: *Г. А. Голева, М. В. Торикова, Л. Н. Алексинская, Н. А. Солодов*

Рецензент: д-р геол.-минер. наук *Д. И. Павлов* (ИГЕМ)

Галина Александровна Голева, Маргарита Валерьяновна Торикова, Людмила Николаевна Алексинская, Николай Алексеевич Солодов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ РАССОЛОВ

Приложение: вкладка на 1 л.

Редактор издательства С. Г. Бароянц
Переплет художника В. Я. Батищева
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технические редакторы Е. Н. Семенова, Л. Н. Шиманова
Корректор Г. Г. Большова

ИБ № 2591

Сдано в набор 25.11.80. Подписано в печать 10.04.81. Т-05688. Формат 60×90$^{1}/_{16}$.
Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
Усл. печ. л. 16,94 с 1 вкл. Усл. кр.-отт. 16,94. Уч.-изд. л. 18,84. Тираж 675 экз.
Заказ 770/7339—2. Цена 3 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

З $\frac{20806—183}{043(01)—81}$ 321—81 1904060000

© Издательство «Недра», 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

На всех этапах геологического развития литосферы вода являлась основным катализатором и регулятором геохимических процессов, играя как разрушительную, так и созидательную роль в процессах формирования различных типов полезных ископаемых. В связи с этим познание закономерностей рассеяния и накопления рудных и сопутствующих микрокомпонентов в глубоких подземных водах и вмещающих породах представляет большое теоретическое и практическое значение, что впервые было отмечено в известных трудах В. И. Вернадского и А. Е. Ферсмана. Однако, несмотря на признание постоянного переноса, перераспределения, концентрирования и осаждения химических элементов подземными водами в земной коре, у некоторых геологов по-прежнему сохраняется тенденция решать сложные вопросы поисковой геологии и рудообразования без привлечения накопившегося за последние годы материала о гидрогеохимических и гидродинамических закономерностях развития рудовмещающих структур. В то же время проведенные комплексные геологические, геохимические и гидрогеологические исследования в пределах рудоперспективных районов с опробованием всех типов подземных вод и водовмещающих пород позволяют установить роль подземных вод в процессах формирования месторождений полезных ископаемых. Параллельно могут решаться и различные прикладные поисковые задачи: выявление новых типов промышленных и минеральных вод, прогнозная оценка рудоперспективности глубокопогребенных структур и другие не менее важные проблемы изучения минеральной базы страны.

Учитывая все это, авторы настоящей работы при изучении региональных закономерностей распространения и накопления микрокомпонентов в глубоких подземных водах стремились по возможности опробовать все доступные геохимические среды, составляющие единую природную систему «вода — порода — газы — органическое вещество».

В результате многолетних (1970—1978 гг.) полевых и лабораторных исследований были изучены геологические, гидродинамические, гидрогеотермические, гидрогеохимические и палеогидрогеологические условия формирования подземных вод, обогащенных микрокомпонентами в пределах различных тектонических областей.

В платформенных областях и окаймляющих прогибах наиболее детальному изучению были подвергнуты Припятская и Львовская впадины, Предкарпатский и Предкавказский прогибы.

В пределах горно-складчатых областей эталонными регионами с активными проявлениями вулканизма являлись Камчатка и Курильские острова, а с молодыми (потухшими) вулканическими процессами — Восточные Карпаты.

Выбор других регионов, необходимых для обоснования выводов авторов, определялся следующими особенностями их строения и геологического развития: 1) наибольшая длительность накопления микрокомпонентов в системе «вода — порода» (Восточно-Сибирская плита); 2) бишофитовая степень сгущения солеродных бассейнов (Прикаспийская синеклиза); 3) активность тектонических процессов (Туранская плита).

Применение разработанных поисковых критериев оценки конкретных слабоизученных регионов на наличие определенного типа подземных вод с примерным количеством полезного микрокомпонента показано на примере Западно-Сибирской плиты и Предуральского прогиба.

Помимо выяснения закономерностей распространения и накопления микрокомпонентов в подземных водах и водовмещающих породах авторы попытались выявить роль отдельных типов подземных вод в процессах формирования месторождений так называемого стратиформного и вулканогенно-осадочного типов. С этой целью были проанализированы основные условия локализации наиболее типичных месторождений данного типа: их стратиграфическая приуроченность и палеогидрогеологическая история развития с анализом влияния тектонической активности на условия и длительность разгрузки подземных металлоносных вод.

Наибольшее число проб воды и пород проанализировано на наименее изученные до последнего времени редкие щелочные элементы. Попутно в наиболее интересных пробах воды определялись и другие микрокомпоненты: стронций, барий, цинк, медь, свинец, кадмий, никель, кобальт, марганец, ртуть, серебро, мышьяк, сурьма, фтор, бор, иод, бром. Данные по другим микрокомпонентам в породах заимствованы из различных литературных источников.

В сборе и первичной обработке полевого материала по отдельным регионам кроме авторов работы принимали участие И. А. Кубанцев и М. И. Савельев.

При опробовании глубоких скважин большую помощь оказывали сотрудники территориальных геологических управлений, трестов и научно-исследовательских институтов.

Все аналитические работы выполнены в лабораториях Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) и Бронницкой геолого-геохимической экспедиции (БГГЭ). Наиболее трудоемкую часть анализов выполнили химики: Л. П. Бусахина, Л. Н. Чижикова, Т. А. Абрамова, В. Д. Смирнова, Е. И. Борисова, О. А. Мушко, С. Л. Родина, О. Л. Бурынина.

Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую признательность.

Общее научное редактирование работы осуществлено Г. А. Голевой.

Глава I.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И КАРТИРОВАНИЯ ГЛУБОКИХ РАССОЛОВ

При изучении региональных закономерностей распространения подземных рассолов нами был использован разнообразный арсенал геологических, геохимических и гидрогеологических методов, позволивших установить следующие факторы их формирования:

1) глубину, литологический состав и мощность перекрывающих и подстилающих водоупорных горизонтов;
2) водопроницаемость и пористость продуктивных водоносных горизонтов и комплексов;
3) геотермический и гидрогеологический режим данного артезианского бассейна или межгорной впадины;
4) газовый, солевой и микрокомпонентный состав металлоносных рассолов;
5) историю развития опробуемой гидрогеологической структуры, ее тектоническое строение и минералого-геохимическую зональность;
6) роль современного и палеовулканизма, новейших и древних тектоно-магматических процессов в формировании и длительном сохранении от рассеяния металлоносных рассолов;
7) характер пространственной и генетической связи рассолов с соответствующим типом геологических формаций и месторождений полезных ископаемых.

Методика отбора проб воды и водовмещающих пород. Гидрогеохимическое опробование глубоких скважин производилось как на самоизливе по обычной методике, так и с помощью глубинных пробоотборников. Отбор проб воды сопровождался бороздовым опробованием керна с учетом смены состава литологических разностей. Особое внимание при этом уделялось различного рода новообразованиям (карбонатным, сульфатным, железисто-марганцевым, кремнистым, органогенным, глинистым и др.), играющим обычно роль минералого-геохимических барьеров (сорбентов) для микроэлементов. Наряду с поисково-разведочными скважинами опробовались и эксплуатационные нефтяные скважины, а также сбросные воды различных промышленных объектов (заводов разлива минеральных углекислых вод, иодо-бромных заводов, соляных, серных и других рудокомбинатов и геотермальных станций). Из открытых очагов разгрузки глубоких подземных вод пробы воды и газа отбирались в таком же объеме, как и из скважин с определением быстроизменяющихся гео-

химических и термобарических параметров (Eh, pH, температура воды, CO_2, H_2S, O_2, HCO_3^-, Fe^{2+}, Fe^{3+} и др.).

Обработка проб, отбирающихся из глубоких нефтяных скважин, производилась в полевой лаборатории и заключалась в отделении воды от нефти различными способами в зависимости от содержания последней (фильтрование у водопункта, длительное отстаивание в полевой лаборатории и др.). Температура воды замерялась в специальном «кармане» скважины или в процессе ее термокаротажа. Определение pH и Eh производилось с помощью универсального индикатора и потенциометра.

Отбор проб осуществлялся методом пунктирной борозды. Общий объем пробы воды на полный химический анализ колебался от 2 до 5 л. Содержание спонтанного углекислого газа определялось у водопункта колориметрическим методом, а растворенных газов — после соответствующей консервации в стационарной газовой лаборатории.

Для определения тяжелых металлов в зависимости от их состава пробы воды подкислялись у водопункта соляной или серной кислотой до pH 2—2,5, во избежание выпадения в осадок труднорастворимых гидроокисей.

Методика анализа проб воды. При выборе методов анализа микроэлементов в подземных водах и породах авторы исходили из их чувствительности, точности и воспроизводимости. В прилагаемой табл. 1 приведена краткая характеристика применявшихся аналитических методов, из которой следует, что для различных ассоциаций микроэлементов использовались: колориметрический, спектральный, пламенно-фотометрический, нейтронно-активационный, полярографический и атомно-абсорбционный методы. Всего было отобрано и проанализировано около 3 тыс. проб воды и 2 тыс. образцов пород. Наибольшее число определений было сделано по наименее изученной в рассолах группе редких элементов (рубидий, цезий, стронций) и тяжелых металлов (медь, цинк, свинец, марганец, кобальт, никель, ртуть, серебро). Впервые с помощью нейтронно-активационного и бумажно-хроматографического методов анализа в наиболее метаморфизованном хлоридно-натриево-магниевом и хлоридно-кальциево-натриевом типах крепких рассолов были обнаружены высокие (до 1—2 мг/л) концентрации церия, скандия и некоторых других редкоземельных элементов, а также до $n \cdot 10^{-2}$ мг/л концентрации ниобия и тантала.

Контрольные анализы показали, что погрешность анализов для цезия не превышала 5%. Что же касается рубидия, то погрешность его определений из-за наиболее тесного изоморфизма с калием составляла 10—12%. Внешний контроль анализов осуществлялся в лабораториях ВСЕГИНГЕО. Сходимость результатов оказалась в пределах допустимой погрешности анализа даже в пробах рассолов трехлетнего срока хранения.

Весь фактический материал статистически обработан с учетом гидрогеологических различий опробованных водоносных горизон-

Таблица 1

Характеристика применявшихся аналитических методов

Анализируемый элемент	Методы определения	Чувствительность, мкг/л	Количество воды, л	Анализируемый элемент	Методы определения	Чувствительность, мкг/л	Количество воды, л
Германий	Колориметрический: с фенилфлуороном	0,25	1	Церий	Радиохимический нейтронно-активационный (из сухого остатка)	0,01	0,5
Марганец	перманганатный	10	0,5	Скандий	„	0,01	„
Молибден	с роданидом амония	1	1	Лантан	„	0,01	„
Мышьяк	с сулемой	1	0,25	Золото	Химико-спектральный с предварительным концентрированием на активированном угле	0,002	1
Ртуть	с дитизоном	2,5	0,2				
Серебро	„	1	0,2				
Медь	с ДДК свинца	2	0,1				
Фтор	с цирконоализарином	200	0,025				
Цинк	с дитизоном	5	0,1	Никель, медь, висмут, сурьма	Бумажная хроматография	0,01	0,2
Свинец	Амальгамно-полярографический	0,01	0,01	Кобальт	„	0,01	0,15
Медь	„	0,1	0,01	Ниобий, тантал	„	0,01	0,2
Цинк	„	0,1	0,01				
Кадмий	„	0,01	0,01	Олово	„	0,01	0,2
Висмут	„	0,01	0,1				
Сурьма	„	0,01	0,1				
Стронций	Фотометрия пламени (на ИСП-51)	500	0,5				
Иттрий	„	500	0,05	Медь	Атомно-абсорбционный	20	0,005
				Цинк	„	500	0,005
Рубидий	„	8	0,05	Свинец	„	500	0,005
Цезий	„	10	0,05	Марганец	„	100	0,005

тов. Произведены расчеты корреляционных связей между макро- и микроэлементами.

Методика картирования глубоких рассолов. В целях пространственного отображения закономерностей распространения глубоких рассолов и выявления характера их взаимосвязи с различными геологическими структурами в результате гидрогеохимических исследований были составлены региональные карты и разрезы в разнообразных масштабах (от 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000). В дальнейшем на основании их обобщения были составлены сводные карты в масштабе 1 : 500 000, иллюстрирующие распределения в подземных водах наиболее интенсивно накапливающихся микроэлементов (рубидий, цезий, стронций, бор, иод, бром, цинк, свинец).

Одна из таких карт на примере Восточных Карпат приведена в настоящей работе (рис. 1). Методика ее построения заключалась в следующем.

На базе принятого при составлении томов монографии «Гидрогеология СССР» гидрогеологического районирования в пределах артезианских бассейнов Предкарпатья, Карпат и Закарпатья выделены районы, зоны и области развития пластовых, пластово-трещинных и трещинных вод с различным содержанием макро- и микрокомпонентов.

В областях преимущественного распространения пластовых рассолов были закартированы водоносные горизонты нижнего гидрогеологического этажа. В пределах крупных артезианских бассейнов первого порядка выделялись районы и в пределах последних — наиболее перспективный на металлоносные рассолы водоносный горизонт или водоносный комплекс с соответствующим индексом возраста водовмещающих пород. Среднее содержание полезных микрокомпонентов (микроэлементов) отображалось штриховкой в соответствии с указанной в легенде градацией. При достаточном количестве информации содержание микрокомпонентов показано сплошной линией, а при недостаточной — пунктирной.

Состав преобладающих солевых макрокомпонентов картировался крапом и характеризовал четыре типа хлоридных вод и один — гидрокарбонатный. Такая типизация подземных минерализованных вод отобразила все основные химические типы рассолов, обогащенных микрокомпонентами.

В пределах наиболее крупных гидрогеологических районов выделялись границы распространения региональных водоупоров и их возраст. Изолинии общей минерализации рассолов были проведены для основных водоносных комплексов.

В горно-складчатой области Карпат преимущественного развития пластово-трещинных и трещинно-жильных вод картировались главным образом термальные углекислые, азотно-углекислые и углекисло-азотно-метановые воды. Распространение холодных азотно-кислородных и азотно-метановых вод с повышенным

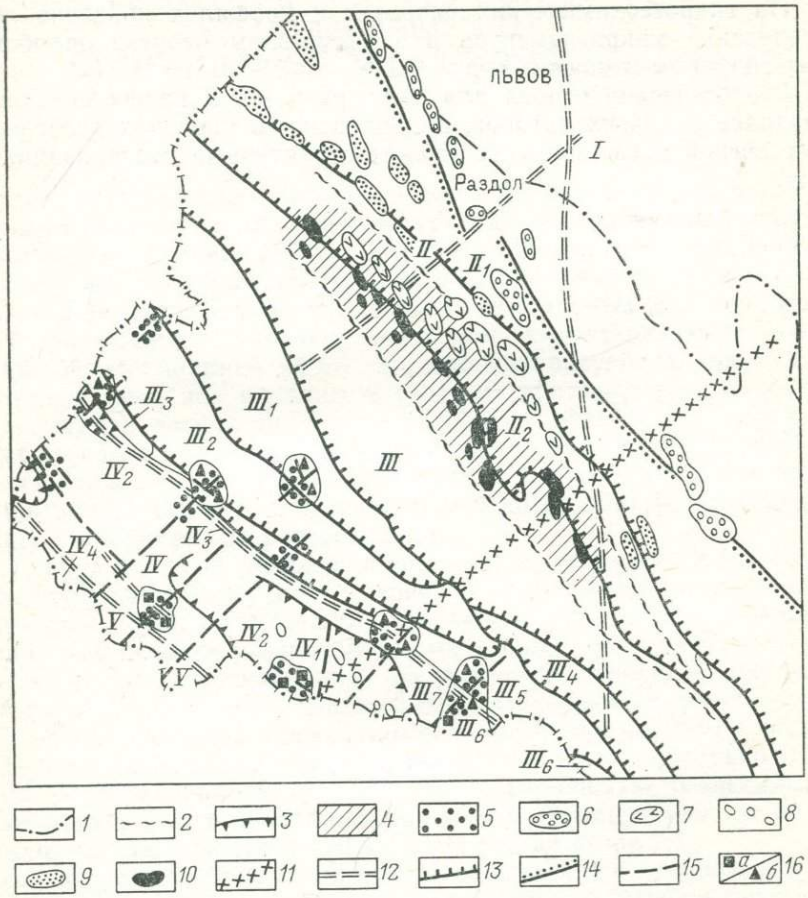


Рис. 1. Схематическая карта распространения металлоносных подземных вод в пределах Украинских Карпат. Составила Г. А. Голева.

1—3 — границы распространения (*1* — гипс-ангидритового горизонта, *2* — соленосных моласс воротыщенской свиты, *3* — соленосной тереблинской свиты); *4—5* — площади распространения (*4* — углеводородных металлоносных рассолов, *5* — углекислых металлоносных хлоридных вод); *6—10* — месторождения (*6* — серы, *7* — калийных солей, *8* — соляные купола, *9* — газовые, *10* — нефтяные и газоконденсатные); *11* — разлом поверхности кристаллического фундамента; *12* — глубинные разломы; *13* — региональные надвиги; *14* — зоны разломов и флексур; *15* — нарушения в неогеновом чехле и донеогеновом фундаменте; *16* — рудные районы (*а* — ртутно-полиметаллические, *б* — мышьяково-сурьмяно-ртутные). *I* — Русская платформа; *II* — Предкарпатский прогиб (*II* — Внешняя зона, II_2 — Внутренняя зона); *III* — Складчатая область (III_1 — Силезская зона, III_2 — Дуклянская зона, III_3 — Магурская зона, III_4 — Черногорская зона, III_5 — Раховская зона, III_6 — Мармарошский кристаллический массив, III_7 — зона Пеннинских и Мармарошских утесов); *IV* — Закарпатский внутренний прогиб (IV_1 — зона солянокупольных структур — Солотвинская впадина, IV_2 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда, IV_3 — зона Закарпатского глубинного разлома, IV_4 — зона Припаннонского глубинного разлома); *V* — Паннонская межгорная впадина

содержанием микрокомпонентов отображалось на более крупномасштабных картах рудных провинций и зон.

На гидрогеохимических разрезах и профилях показано распределение микроэлементов в вертикальном разрезе опробованных гидрогеологических структур.

Геологическая основа для карт, разрезов и профилей заимствовалась у других авторов, проводивших в пределах исследованных регионов специальные геолого-структурные исследования.

Глава II.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ОБОГАЩЕННЫХ МИКРОКОМПОНЕНТАМИ

Все многообразие подземных вод, обогащенных микрокомпонентами, в отличие от предшествующих исследователей классифицируется [Голева, 1977] с учетом газового, солевого состава вод, их пространственной и генетической связи с соответствующим типом месторождений полезных ископаемых или геологической формацией. Поскольку последние характеризуются определенной ассоциацией рудо- и породообразующих элементов, классификация вод на типы и подтипы производится на основании анализа весьма широкого комплекса рудных и нерудных микрокомпонентов, проявляющих наибольшую тенденцию к накоплению в данном типе вод. В табл. 2 охарактеризованы шесть типов подземных вод, подразделяемых по соотношению основных макрокомпонентов на ряд подтипов.

К первому типу углеводородных вод,— наиболее распространенному и имеющему первостепенное промышленное значение, относятся воды, обогащенные независимо от степени минерализации различными углеводородными газами (метан, этан, бутан, пропан и др.), отражающими их пространственную и парагенетическую связь с нефтегазоносными газоконденсатными структурами. В их верхней полураскрытой части формируются щелочные воды гидрокарбонатно-натриевого типа с относительно невысокой минерализацией (15—25 г/л). Наибольшую тенденцию к накоплению в них проявляют иод и бор. Температура этих вод обычно не превышает 60—70° С, а pH всегда выше 7,5.

Ниже под экраном соленосных или глинистых отложений в более глубокопогребенных частях нефтяных и газоконденсатных структур в зоне замедленного водообмена распространены высокоминерализованные углеводородные рассолы хлоридно-кальциево-натриевого, натриево-кальциевого, натриево-кальциево-магниевого или кальциево-магниевого состава, обогащенные наиболее разнообразным комплексом микроэлементов (Li, Rb, Cs, Sr, Zn, Pb, Cd, Hg, Ba, Mn, I, Br, B и др.). Обычно их величины pH ниже 6,5—5,5, а в наиболее погруженных частях платформенных впадин и прогибов — снижаются до 2,5—3,5. Температура рассолов возрастает с глубиной и нередко превышает 100° С.

Второй тип азотно-углекисло-метановых рассолов формируется внутри калиеносных образований и поэтому отличается наиболее высоким содержанием калия и магния, с которыми положительно коррелируют значительные концентрации рубидия, лития, цезия, бора, иода и брома. Температура рассолов колеблется в очень

Геохимическая классификация подземных вод,

Области и зоны распространения вод	Типы и подтипы вод	Группы вод	Общая минерализация, г/л
Платформенные впадины и прогибы (преимущественно рифтовые структуры и авлакогены)	I. Углеводородные: а) слабоминерализованные щелочные	HCO_3-Na HCO_3-Cl-Na	15—25
	б) кислые рассолы	Cl-Na-Ca Cl-Ca-Na Cl-Na-Ca-Mg Cl-Ca-Mg-Na	200—600
Зона гипергенеза сульфидных залежей	II. Азотно-углекислометановые рассолы	Cl-Na-Mg Cl-Mg-Ca Cl-Mg-Na Cl-K-Na-Mg	250—430
	III. Азотно-кислородные сернокислые рассолы	SO_4-Al-Fe-Ca SO_4-Na-Ca-Fe SO_4-Ca-Na-Fe	150—300
Фумарольные поля активных вулканов	IV. Сероводородно-углекислые парогидротермы: а) ультрасолянокислые	Cl-H-NH_4 Cl-SO_4-H-Na	1,5—70
	б) сернокислые	SO_4-HSO_4-Al-Fe	0,8—20
Области молодого и активного вулканизма	V. Азотно-углекислые парогидротермы	Cl-Na-K Cl-Na-Ca Cl-Ca-Na Cl-Na	3—12
Области молодого вулканизма и регионального глубинного термометаморфизма	VI. Углекислые: а) гидрокарбонатные щелочные	HCO_3-CO_3-Na HCO_3-Na-Ca	3—23
	б) хлоридные слабокислые	Cl-HCO_3-Na Cl-Na Cl-Na-Ca	15—130

Таблица 2

обогащенных микрокомпонентами [Голева, 1977]

Температура, °С	pH / Eh, В	Парагенетический тип месторождения	Гидрохимическая ассоциация наиболее интенсивно накапливающихся микрокомпонентов
30,45	7,5—8,5 / 0,01—0,2	Полураскрытые газоносные и нефтяные залежи	B, I, Mn, V
45—150	2,5—6,5 / (—0,2)—0	Глубокопогребенные нефтяные и газоконденсатные залежи	Sr, Ba, I, Br. B, Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Mn, Pb, Zn, Cd, Cu, Hg, Ag, Sc, Tl, La, Au и др.
16—125	6—7,2 / 0,1—0,3	Погребенные калийные месторождения	Rb, Li, Cs, B, Br, I
80—12	1,5—3,5 / 0,7—0,8	Окисляющиеся мелкопогребенные сульфидные месторождения	Cu, Zn, Cd, Pb, Ni, Co, Ag, Hg, Mn, Ge, Se, Sb, As и др.
200	0,4—0,8 / 0,8—0,9	Серные, ртутные, золотоносные рудопроявления	Cd, Pb, Au, Cu, As, F, B, Ge
80—100	1—3,5 / 0,6—0,8	Медно-и серноколчеданные, серные и ртутные рудопроявления	Cu, Zn, Pb, Hg, Ag, Cd, As, Mn, Ti, P и др.
100	6,5—8 / 0,01—0,1	Редкометальные, ртутные, золоторудные рудопроявления	Li, Rb, Cs, B, As, Ge, W, Nb, Ta
12—28	7,2—9 / 0,01—0,1	Бороносные, флюоритовые рудопроявления	Li, B, F
36—80	5,5—6,5 / 0,0—0,13	Ртутно-мышьяково-борно-литиевые, золоторудные месторождения	As, Hg, B, Li, Cs, Sr, Sb, Nb, Ta, Ge, W, Au

широких пределах в зависимости от глубины их формирования и локальной плотности теплового потока. Общая минерализация достигает 480 г/л.

Третий тип азотно-кислородных сернокислых рассолов, обогащенных широким комплексом микрокомпонентов, среди которых преобладают тяжелые металлы, формируется в зоне гипергенеза неглубоко погребенных окисляющихся сульфидных месторождений, преимущественно медноколчеданного или полиметаллического состава. В результате окисления пирита, халькопирита и других сульфидных минералов воды обогащаются сернокислыми солями железа. Образование свободной серной кислоты в результате его гидролиза приводит к резкому понижению pH вод (до 2,5—1,5) и их агрессивному воздействию на вмещающие алюмосиликатные или карбонатные породы. Все это приводит к накоплению в воде алюминия и кальция. Общая минерализация сульфатно-алюминиево-железисто-кальциевых рассолов купоросного типа при длительном выщелачивании рудной минерализации и вмещающих пород может достигать 300 г/л.

Четвертый тип сероводородно-углекислых вод обогащен разнообразным комплексом микрокомпонентов. Более высокотемпературный ультрасолянокислый подтип парогидротерм фумарольного генезиса отличается экзотическим хлоридно-сульфатно-водородно-железистым составом и чрезвычайно низкими величинами pH (<1) и высокими Eh ($>0{,}8$ В). Так как эти парагидротермы формируются в результате растворения преимущественно глубинных галоидных эксгаляций в поверхностных водах кратеров и кальдер, они выщелачивают большую часть тяжелых металлов из вмещающих гидротермально-измененных вулканических пород.

Пятый тип азотно-углекислых гидротерм формируется в областях молодого и активного вулканизма по периферии потухших и действующих вулканических структур. В последнем случае они представляют собой парогидротермы с минерализацией до 12 г/л, имеющие на глубине pH 6,0—6,5, а в открытых очагах разгрузки — более 7,5. Специфическим макрокомпонентом этих высокотермальных хлоридных вод являются калий, с которым ассоциируют повышенные концентрации (по отношению к общей минерализации) лития, рубидия, цезия, бора, фтора и других легколетучих в пароводяных термах элементов. Температура этих вод даже у поверхности земли превышает 100° С. Мощные тепловые потоки и высокие расходы парогидротерм данного типа благоприятствуют формированию крупных гидротермальных систем, превышающих по интенсивности и площади воздействия на процессы накопления микрокомпонентов в термальных подземных водах и вмещающих породах пульсационное влияние самых мощных действующих вулканов.

Шестой тип минерализованных субтермальных (до 80° С) углекислых вод распространен в межгорных впадинах областей молодого вулканизма и в зонах тектоно-магматической активизации, развитых по периферии некоторых платформенных структур

и прогибов. По макрокомпонентному составу они подразделяются на два подтипа, отличающихся по составу накапливающихся микрокомпонентов.

Первый подтип гидрокарбонатно-натриевых, так называемых содовых вод характеризуется повышенной щелочностью, благоприятствующей концентрированию главным образом таких микрокомпонентов, как бор, фтор, литий. Общая минерализация гидрокарбонатно-натриевых углекислых вод колеблется от 3 до 23 г/л, а pH нередко превышает 7,5.

Второй подтип углекислых вод, обогащенных микрокомпонентами, отличается повышенным содержанием хлоридов натрия вследствие формирования в морских вулканогенно-осадочных породах, содержащих поглощенный комплекс морских растворов. При расположении гидростатически экранированных зон глубинных разломов, к которым тяготеют трещинные водонапорные системы хлоридных углекислых вод, в зоне влияния молодых солеродных и нефтегазоносных бассейнов общая минерализация углекислых вод возрастает до 130 г/л. Соответственно расширяется комплекс накапливающихся микрокомпонентов, в числе которых помимо указанных выше появляются ртуть, мышьяк, сурьма, ниобий, тантал, цезий, рубидий, стронций, германий, золото и др.

При благоприятных геолого-структурных условиях все эти элементы на участках длительно функционирующих и экранированных очагов разгрузки углекислых вод образуют рудопроявления и месторождения соответствующего состава (см. табл. 2).

Итак, все шесть типов подземных вод, обогащенных микрокомпонентами, несмотря на различия геохимических, геотермических, геологических и гидрогеологических условий формирования, характеризуются общими особенностями, а именно: все они термальны и формируются длительное время под экраном слабопроницаемых образований и тектонических барьеров (надвиги, притертые сбросы, шарьяжи, опрокинутые складки и т. п.) в слабопромытых морских осадочных и осадочно-вулканогенных породах. Поэтому в составе их анионов всегда преобладают хлориды, а в растворенных газах и воде присутствуют в тех или иных количествах углеводороды и органические кислоты. К сожалению, роль органической составляющей на процессы концентрирования большинства микрокомпонентов в глубоких подземных рассолах до настоящего времени не изучена и поэтому при разработке классификации не учитывалась.

Глава III.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ОБОГАЩЕННЫХ МИКРОКОМПОНЕНТАМИ

Как показали региональные исследования, подземные воды, обогащенные разнообразным комплексом микрокомпонентов, распространены как в платформенных, так и в горно-складчатых областях. На примере наименее охарактеризованной пока в литературе группы редких элементов и тяжелых металлов (Rb, Cs, Sr, Cu, Zn, Pb) показаны особенности распространения и накопления микрокомпонентов в глубоких подземных водах СССР. Их обобщенная характеристика приведена ниже в сводных таблицах, сопровождающих описание исследованных авторами регионов.

Плиты

Наиболее глубоко разбурены и вследствие этого гидрогеохимически опробованы следующие тектонические впадины древних платформенных областей (Припятская, Львовская, Днепрово-Донецкая, Прикаспийская, Тунгусская, Ангаро-Ленская) и более молодой эпипалеозойской Кызылкумской платформы (Западно-Туркменская депрессия, впадины Центральных Каракумов и др.). Значительно слабее изучены микрокомпоненты глубоких подземных вод Московской, Печорской, Днепрово-Донецкой, Березовской, Хатангской впадин, а также центральных и южных частей Западно-Сибирской низменности (табл. 3).

Поскольку процессы накопления и рассеяния микрокомпонентов в подземных водах определяются разнообразными геологическими и гидрогеологическими факторами, ниже приводится краткая характеристика геологического строения, гидродинамических, геотермических и гидрогеохимических особенностей изученных структур.

РУССКАЯ ПЛИТА

Львовская впадина

Львовская впадина расположена на юго-западной окраине Русской платформы и вытянута в северо-западном направлении. На севере ее граница проходит по Владимиро-Волынскому глубинному разлому, имеющему широтное простирание. На востоке ее окаймляет полоса развития каменноугольных отложений. С юго-запада впадина ограничена складчатыми герцинскими структурами, которые отделяются от каледонид Рава-Русским глубинным разломом.

Подземные воды Львовской впадины изучены до кристаллического фундамента, погруженного в этой юго-западной части Русской платформы на 4,5—5 км.

Геологическое строение. Львовская впадина окончательно сформировалась в палеозое на кристаллическом фундаменте, сложенном метаморфизованными и дислоцированными породами протерозоя и ассоциирующими с ними гранитоидами. Нижний структурный ярус протерозоя представлен амфиболитами, биотитовыми и диопсидовыми сланцами. Разломы в этом ярусе имеют северо-западное простирание. Верхний ярус выделяется в северо-восточной части впадины и имеет преимущественно северо-восточное простирание (Луцкий разлом и др.). Магматическая деятельность и тектонические подвижки по этим разломам происходили в основном в середине рифея и завершились к концу протерозоя. Верхний ярус фундамента сложен метаморфизованными эффузивными породами среднего и основного состава и характеризуется широким развитием калиевого метасоматоза. Судя по большой мощности обломочных красноцветов, в среднем и верхнем рифее на ранней стадии заложения впадины господствовали аридные ландшафты с широким развитием процессов континентального засоления поверхностных и грунтовых вод.

Осадочный палеозойский этап развития впадины начался накоплением в кембрии мощной толщи кварцевых песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов.

3628

Силурийские образования представлены глинисто-карбонатной толщей. Ее перекрывают девонские песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки с прослоями доломитов. Мощность всех этих осадочных отложений растет в юго-западном направлении и уменьшается в восточном — по направлению к воздымающемуся склону Украинского кристаллического массива, пересеченному серией глубинных разломов (Ровенский и др.).

В центральной части впадины выявлены два крупных глубокопогребенных поднятия, осложненных брахиантиклинальными структурами (Велико-Мостовская, Милятинская, Перемышлянская, Каменско-Бугская и др.). Оба поднятия тяготеют к глубинным разломам северо-западного простирания и играют важную роль, как будет показано ниже, в формировании металлоносных рассолов. Приуроченные к ним девонские брахиантиклинальные складки, экранированные надвигами, оказались газоносными на глубинах 2,4—3 км.

Нижележащие известняки силура образуют здесь барьерный риф шириной 5 км, который простирается с северо-запада на юго-восток (от г. Бреста через г. Бучач на г. Кишинев).

От Внешней зоны Предкарпатского прогиба Львовская впадина и приуроченный к ней артезианский бассейн отделены ступенчатыми региональными сбросами и разломами.

Все эти структурные и литологические особенности впадины определили ее гидрогеологические условия и особенности распре-

Таблица 3

Распределение редких элементов в подземных водах платформенных впадин, мг/л

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
			Русская платформа.																				
			Московская синеклиза																				
Солигаличская впадина	C_{2-1}, D_3, O_1, PR_3 (0,8—2,1)	218	Под экраном глин (PZ_3 — MZ) Cl 99 — 100 / Na 54—81 Ca 11—36 Mg 7—9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	221,1	$\frac{160}{1131}$	482,4	49,8	—	—	—
	PR_3 (1,7—2,6)	219	Под экраном глин (PZ_1) Cl 99 — 100 / Ca 48—76 Na 20—45 Mg 1—6	1	—	—	2,28	—	—	—	—	—	—	—	—	2	557,6	$\frac{1125}{1405}$	1265	50,88	—	—	—
			Припятская впадина																				
Северная, Центральная и Южная	D_3 (1,0—2,8)	214	Надсолевые Cl 99 — 100 / Na 85—91 Ca 5—12 Mg 2—3	5	1,09	$\frac{1,4}{4,1}$	2,33	1,03	48,5	—	—	—	—	—	—	2	55,7	$\frac{87,4}{151}$	119,2	37,47	684	—	—
	D_3 (1,3—3,4)	243	Межсолевые Cl 99 — 100 / Na 46—81 Ca 11—43 Mg 3—13	17	1,65	$\frac{1,0}{9,1}$	4,12	2,62	63	—	—	—	—	—	—	Не определялся				25,67	624	—	—
	PR, D_2, D_3 (1,4—3,3)	300	Подсолевые Cl 99 — 100 / Na 44—82 Ca 12—43 Mg 2—13	21	1,6	$\frac{1,35}{21,2}$	4,8	4,14	86	—	—	—	—	—	—	»				30,74	561	—	—
	D_3 (2,1—3,7)	350	Межсолевые Cl 99 — 100 / Ca 42—63 Na 21—45 Mg 6—7	22	2,69	$\frac{3,5}{13,5}$	9,43	2,917	31	—	—	—	—	—	—	»				8,98	573	—	—
	PR, D_2, D_3 (2,7—4,5)	365	Подсолевые Cl 99 — 100 / Ca 43—74 Na 18—45 Mg 1—19	41	2,74	$\frac{1,44}{23,0}$	10,03	6	60	—	—	—	—	—	—	»				5,14	699	—	—
	PR, D_2, D_3 (2,5—3,5)	394	Подсолевые Cl 99 — 100 / Ca 59—73 Mg 15—39 Na 2—23	6	5,42	$\frac{3,73}{62,0}$	21,37	20,23	95	3	0,31	$\frac{0,47}{2,12}$	1,25	0,67	18	»				2,85	396	9774	17,0

Продолжение табл. 3

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
			Львовская впадина																				
Северо-Западный склон впадины	PR (1,4—2,9)	144	Воды фундамента с маломощным экраном глин (MZ — KZ) Cl 97 — 99 / Ca 56 — 62 Na 36 — 42	7	0,76	0,27 / 2,9	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	15	193	195 / 350	276	47,6	2645	—	—
Центральная часть впадины	D_1, S (1,8—2,1)	95	Экранированы лагунным девоном Cl 98 — 99 / Na 58 — 68 Ca 22 — 30	3	0,6	0,3 / 0,9	0,57	—	—	3	0,05	0,01 / 0,08	0,05	—	—	11	126,4	65 / 264	121	106	391	4745	121
	$\in$ (4,0—4,2)	231	Экранированы глинами ордовика Cl 99 — 100 / Ca 56 — 58 Na 40 — 42	3	3,85	8,7 / 9,1	8,9	—	—	3	0,45	1,0 / 1,1	1,05	—	—	4	385,2	560 / 2300	890	2843	143	1181	8,5
			Печорская впадина																				
Южный борт впадины	D (1,1—4,0)	270	Подсолевые Cl 99 — 100 / Na 57 — 64 Ca 20 — 25	5	0,907	— / 2,82	2,45	2,35	95,9	3	0,092	— / 0,35	0,25	0,134	53,7	3	151,9	360 / 450	410	—	162,04	1588	9,8
			Прикаспийская впадина																				
Южный и юго-восточный борт	N_1, P—T, K_1, $J_{1,2,3}$ (0,2—1,5)	182	Надсолевые Cl 98 — 100 / Na 85 — 98 Ca 3—16 Mg 0—16	26	0,164	0,1 / 0,54	0,3	0,15	51,1	—	—	—	—	—	—	6	156,3	153 / 710	284,7	133,2	1417	—	—
Северный борт	$P_{1,2}$ (0,6—2,0)	368	Внутрисолевые Cl 99 — 100 / Mg 68 — 92 Na 5—26 Ca 4—14	13	2,36	1,5 / 14,6	8,7	3,94	45,3	—	—	—	—	—	—	4	201,3	244 / 1703	741	2,22	53,79	—	—

Продолжение табл. 3

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
			Юго-Восточный склон																				
Бузулукская впадина, Оренбургский выступ, Жигулевско-Пугачевский свод	D_{2-3}, C_2, P_2 (0,6—2,8)	241	Подсолевые Cl 99 — 100 / Na 85—97 Ca 2—12 Mg 0—3	7	0,22	0,1 / 1,17	0,53	0,38	72,75	—	—	—	—	—	—	10	54,9	79 / 306	132,4	85,69	17,34	—	—
	D_3, C_1, P_1 (0,4—3,2)	222	Подсолевые Cl 99 — 100 / Na 47—85 Ca 9—50 Mg 4—14	17	0,68	0,2 / 4,2	1,5	1,3	86,5	—	—	—	—	—	—	11	235,13	120 / 1600	522	45,68	851	—	—
			Восточно-Сибирская платформа																				
Иркутская впадина	$\in_{1-3}$ (0,4—0,9)	176	Подсолевые Cl 99 — 100 / Na 92 — 98 Ca 0 — 5	1	0,01	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	18,7	21,2 / 44,0	33,0	—	10400	—	—
	$\in_1$ (2,0—3,4)	342	Межсолевые Cl 99 / Na 54 — 97 Ca 3 — 43	3	1,30	0,48 / 5,6	4,43	4,07	100	—	—	—	—	—	—	2	387,0	107,5 / 2540	1323,8	—	1900	—	—
	$\in_1$ (1,1—2,3)	496	Межсолевые Cl 98 — 99 / Ca 50—88 Na 6—43 Mg 0—28	5	1,53	0,4 / 16,8	7,6	7,12	93,6	—	—	—	—	—	—	3	136,0	410 / 1016	674,7	—	2620	—	—
	$\in_1$ (1,9—3,4)	337	Подсолевые Cl 99 / Na 47—95 Ca 4 — 36 Mg 0—15	8	1,74	0,56 / 13,5	5,88	5,73	97,4	3	0,014	0,34 / 0,6	0,41	—	—	9	877,6	1920 / 4905	2963	—	1404	—	—
	$\in_1$ (2,3—3,4)	351	Подсолевые Cl 99 / Ca 43—77 Na 13—38 Mg 9—20	15	4,01	2,0 / 62,0	15,0	14,1	93,3	—	—	—	—	—	—	9	843,2	1920 / 4905	2963	—	392,8	—	—

Продолжение табл. 3

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Присаянский прогиб	$\epsilon_{1,2}$ (0,2—0,6)	35	Подсолевые Cl 59 — 94 SO_4 0 — 44 Na 46—89 Ca 0 — 29 Mg 0—22	3	0,34	0,01/0,18	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3253	28,1/3385	1148,3	—	670,7	—	—
	ϵ_1 (0,4—2,9)	424	Межсолевые Cl 99 Ca 38—78 Mg 11—24 Na 0—27	5	4,95	6,05/26,3	21,0	8,43	40,1	—	—	—	—	—	—	5	1325	2430/8070	5624	—	754,3	—	—
	ϵ_1 (2,2—2,9)	340	Подсолевые Cl 99 Na 52—68 Ca 23—24 Mg 0—11	1	0,35	—	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	4	407,3	67/2570	1387	—	4066,7	—	—
	ϵ_1 (1,8—3,2)	390	Подсолевые Cl 99 Ca 40—72 Na 6—39 Mg 17—22	4	1,4	2,0/9,0	5,4	299	55,4	—	—	—	—	—	—	3	1188,5	3620/5480	4639,4	—	1153,2	—	—
Тунгусская синеклиза	ϵ (2,1—4,2)	390	Подсолевые Cl 99 Ca 47—58 Na 22—40 Mg 0—12	5	7,9	23,0/36,5	30,9	4,92	15,9	—	—	—	—	—	—	3	685,1	1880/3680	2677	1,77	692,6	—	—
Обь-Иртышская и Зайсанская зоны	K_1, J (0,9—2,7)	11	Под экраном глин Cl 72 — 99 HCO_3 1 — 28 Na 86 — 96 Ca 3 — 9 Mg 1 — 4	23	1,05	0,05/0,75	0,25	0,18	74,4	8	0,24	0,01/0,13	0,06	0,04	66,6	7	436,8	11,6/192	49,8	77	504,0	2100	4,16
Западно-Сибирская плита	K_1, J (1,68—2,5)	60	Под экраном глин Cl 99 Na 64 — 84 Ca 13 — 30 Mg 1	17	2,55	0,13/1,02	0,39	0,25	65,4	4	1,02	0,07/0,41	0,2	0,15	75,0	3	913,3	204/900	548	53,19	215,29	535,6	2,48
Южно-Мангышлакско-Устюртская зона прогибов	J_2 (1,7—3,0)	153	Под экраном глин Cl 99 — 100 Na 73—80 Ca 16—22 Mg 3—6	25	1,73	1,1/5,2	2,66	0,299	11,28	25	0,101	0,1/0,6	0,16	0,174	111	3	415,4	462/802	638	46,3	373	6420	16,91
Туранская плита																							

Продолжение табл. 3

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км),	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Юго-западный склон Каракумского свода	J—K (1,7—2,8)	128	Под экраном глин Cl 100 Na 59—76 Ca 12—25 Mg 1—10	11	1,56	0,55 3,11	2,0	0,92	46	1	—	—	0,79	—	—	8	525	532 812	672	34,18	510	—	—
Бухарская ступень	K_1, K_2, P (1,2—1,7)	32	Надсолдвые Cl 58—92 SO_4 7—30 (Na + K) 87 — 98 Ca 5 — 10	5	2,53	0,56 1,2	0,82	0,250	30,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	106,04	128	—	—
	K_1 (0,7—1,0)	20	Надсолевые Cl 84 — 98 (Na + K) 85 — 95 Ca 5 — 10	7	—	—	1,06	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	K_1 (0,9—1,2)	51	Надсолевые Cl 94 — 98 (Na + K) 73 — 84 Ca 12	9	3,53	0,1 2,4	1,8	0,73	40,8	9	—	—	—	—	—	1	186,2	—	95	—	—	—	—
	J_3 cl-ox (1,5—1,6)	96	Подсолевые Cl 97 — 98 (Na + K) 88 Ca 8 — 10	3	1,63	1,47 1,65	1,53	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	64,5	332	—	—
	J_1 — J_3 cl-ox (1,1—1,7)	70	Подсолевые Cl 93 — 99 (Na + K) 62 — 85 Ca 9 — 28 Mg 5 — 12	21	2,65	0,81 2,9	1,85	0,795	42,96	21	0,49	0,2 0,4	0,34	—	—	5	172	45 206	121,59	38,1	325	1770	5,45
Чарджоуская ступень	J_3 km-t (2,3—3,1)	318	Внутрисолевые Cl 98 — 100 Na 40—61 Ca 31—44 Mg 6—27	11	2,05	3,72 12,40	6,6	2,63	40,3	11	0,13	0,27 1,15	0,43	0,382	90	10	580,1	545 4712	1844,7	13,0	687	10400	15,1
	J_3 cl-ox (2,2—3,1)	108	Подсолевые Cl 96 — 100 (Na + K) 81 — 97 Ca 1 — 10 Mg 1 — 9	12	1,68	1,15 2,44	1,82	0,45	25,0	12	0,40	0,13 0,91	0,43	0,29	67,6	1	151,85	—	164	37,5	502	2120	4,23
	J_2 — J_3 cl-ox (2,2—3,2)	116	Подсолевые Cl 97 — 100 (Na + K) 50 — 85 Ca 12 — 31 Mg 1 — 23	56	2,24	0,54 7,0	2,6	1,09	42	56	0,47	0,18 1,37	0,54	0,3	55	21	355,34	83 1292	412,2	28,5	484	2340	4,82

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Амударьинская, Беурдешикская ступени, Мургабская впадина	K_1, K_2 (0,8—2,2)	57	Надсолевые Cl 97 — 99 Na 87 — 88 Ca 7 — 9 Mg 2 — 4	3	1,79	0,9 / 1,2	1,02	—	—	3	—	—	—	—	—	3	247,2	119 / 180	140,9	75,28	256,9	—	—
	K (1,4—2,4)	135	Надсолевые Cl 98 — 99 (Na + K) 64 — 83 Ca 10 — 22 Mg 5 — 15	5	1,49	1,12 / 3,06	2,02	0,75	37,1	—	—	—	—	—	—	6	266,7	176,5 / 606	362,2	38,74	497,5	—	—
	J_3 km-t (2,3—3,7)	479	Внутрисолевые Cl 99 — 100 Ca 50 — 62 Mg 9 — 43 (Na + K) 1 — 40	5	6,3	8,1 / 50	30,2	18,14	60,1	5	0,42	0,64 / 3,2	2,04	1,04	51,3	6	555,5	2087 / 3800	2661	0,95	441	6580	14,9
	J_1 — J_3 cl-ox (2,0—4,3)	184	Подсолевые Cl 98 — 100 Na 64—74 Ca 19—25 Mg 1—10	13	1,8	1,6 / 5,2	3,32	0,88	26,5	13	—	—	0,27	—	—	12	743,0	327 / 5532	1367,3	33,7	461	—	—
Мегантиклиналь юго-западных отрогов Гисара	J_3 cl-ox (2,5—2,7)	104	Подсолевые Cl 95 — 98 (Na + K) 89 — 95 Ca 5 — 9	9	1,44	1,2 / 1,9	1,5	0,27	17,7	2	0,4	0,32 / 0,51	0,42	—	—	4	76,9	47 / 124	79,93	125,5	196	709	3,62

Продолжение табл. 3

Геологическая структура	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^6}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
			Афгано-Таджикская впадина																				
Сурханская мегасинклиналь, Душанбинский прогиб, Вахш-Кафириганская мегантиклиналь, Кулябская мегасинклиналь	K_1, K_2, P_1, P_2N (0,9—1,9)	28	Под экраном глин Cl 56 — 90 SO_4 8 — 44 Na 64—91 Ca 4—29 Mg 3—18	9	2,5	0,15/1,28	0,65	0,366	56,2	—	—	—	—	—	—	2	78,5	14,25/30,5	22,38	95,39	149,2	—	—
	P_2 (0,5—2,1)	146	Под экраном глин Cl 97 — 88 Na 86 — 89 Ca 6 — 7 Mg 4 — 6	3	1,78	0,5/4,8	2,6	3,03	116,6	3	—	—	—	—	—	1	52,4	—	76,5	173,6	112,7	—	—
	J_3, K_1, K_2, P (0,8—3,2)	199	Под глинистым и структурным экраном Cl 98 — 100 Na 55—92 Ca 11—34 Mg 1—14	45	1,75	0,42/13,4	3,48	3,23	92,87	15	0,18	0,37/1,6	0,81	0,4375	54,01	17	336,5	72/2395	669,68	29,38	565,8	2430,8	4,29
Сурханская мегасинклиналь	J_3 km-t (2,5—3,2)	370	Внутрисолевые Cl 99 — 100 Ca 45 — 51 (Na + K) 37 — 42 Mg 8 — 12	5	13,8	44,8/55,0	49,3	3,65	7,4	5	1,57	4,10/6,90	5,0	1,24	21,4	2	1058,1	2530/5300	3915	2,25	403	3430	8,5
			Ферганская впадина																				
Западный борт впадины	P_1 (1,5—3,5)	111	Подэкранные Cl 97 — 99 Na 68—85 Ca 8—22 Mg 4—10	10	1,43	0,83/2,80	1,59	0,682	42,9	2	0,604	0,3/1,0	0,67	—	—	3	153,4	6,2/340	170,3	86,2	261	620	2,37

Примечание. В этой и других таблицах приняты следующие обозначения: N — число проб, V — коэффициент вариации, S — среднее квадратическое отклонение, $\bar{x}$ — среднее содержание.

деления микрокомпонентов в подземных водах и вмещающих породах.

Гидрогеологические условия. Формирование подземных вод во Львовской впадине тесно связано с ее геологической историей развития. В кембрии в процессе длительного прогибания, сопровождавшегося накоплением в морских условиях мощных толщ осадочных отложений, в юго-западной части впадины началось формирование артезианского бассейна. Основной областью сноса терригенного материала и инфильтрации атмосферных осадков являлся восточный склон Украинского кристаллического массива, сохранившего значение главной области питания глубоких вод нижнего гидрогеологического палеозойского этажа бассейна и в последующие этапы его развития.

К концу девона благодаря тектоническим движениям в зоне глубинных разломов в антиклинальных структурах-ловушках (наиболее погруженных частях впадины) локализовались скопления углеводородных рассолов, обогащенных разнообразными микрокомпонентами.

Формирование состава этих рассолов, начатое в морских лагунных условиях, продолжалось все последующее (длительное) время в глубоких частях впадины.

Самый нижний докембрийский этап слабо изучен в гидрогеохимическом отношении. Состав его водоносных комплексов охарактеризован по данным разведочного бурения на северо-восточном крыле Львовского артезианского бассейна. Вскрытые здесь на глубине 1405—1437 м протерозойские песчаники обводнены хлоридно-натриевыми рассолами с минерализацией до 100 г/л. Концентрация металлов в них незначительная (табл. 4). Так, например, скважины, пробуренные в районе г. Луцка, вывели на поверхность рассолы с содержанием (в мг/л): рубидия до 0,9, цезия до 0,01, меди до 0,05, цинка до 0,1, свинца до 0,07.

Пористость протерозойских водоносных песчаников выше (10—16%), чем пористость кембрийских водовмещающих пород, поэтому дебиты скважин, пробуренных до протерозойского фундамента, более значительны (80—106 м^3/сут), чем дебиты скважин, вскрывающих осадочные песчано-глинистые отложения кембрия.

К западу протерозойские образования, так же как и палеозойские, постепенно погружаются. Соответственно общая минерализация рассолов возрастает до 153 г/л, а концентрации составляют (в мг/л): рубидия до 3, стронция до 350, меди до 0,1, цинка до 1, свинца до 1,2.

Отмечается четкое нарастание концентраций почти всех микрокомпонентов (особенно наиболее летучих при высоких температурах) по мере приближения к зонам глубинных разломов, проникающих в кристаллический фундамент.

Гидрогеологический разрез осадочного чехла впадины представлен тремя этажами. В нижнем палеозойском этаже на глубинах более 4 км распространены рассолы хлоридно-натриево-каль-

циевого и кальциево-натриевого состава, содержащие (в мг/л): рубидия до 9,1, цезия до 1,1, стронция до 2000, брома 1500, цинка <5, свинца 4 и другие микрокомпоненты.

В газовом составе этих рассолов преобладает метан ($>90\%$). Температура рассолов на глубине 3—3,5 км доходит до 96° С. Вмещающие породы представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами кембрийского и силурийского возраста, отличающимися плохими коллекторскими свойствами (пористость 2—7,4%, проницаемость $1 \cdot 10^{-4}$—$2 \cdot 10^{-3}$ мкм^2), что обусловливает слабые расходы скважин (до 12 м^3/сут) и низкие динамические уровни.

Кембрийский водоносный комплекс экранирован силлурийскими глинами, предотвратившими разбавление металлоносных рассолов и вытеснение их в вышележащие водоносные горизонты.

Силурийский водоносный комплекс приурочен к известнякам, мергелям и песчаникам. Заключенные в них рассолы характеризуются менее метаморфизованным составом. В хлоридно-натриево-кальциевых рассолах, имеющих минерализацию 80—126 г/л, содержится до 0,5 мг/л рубидия, до 0,1 мг/л цезия и 265 мг/л стронция. При этом концентрация всех макро- и микрокомпонентов возрастает в юго-западном направлении в сторону погружения Львовского артезианского бассейна на глубину более 2 км.

В северной и восточной приподнятых частях бассейна концентрация большинства микрокомпонентов снижается (в мг/л): рубидия до 0,3, цезия до 0,02, стронция до 64. Это объясняется уменьшением мощности водоупорных экранирующих глин в окраинных зонах бассейна и их большим приближением к поверхности, что создает более благоприятные условия для понижения минерализации силлурийских водоносных горизонтов.

В связи с плохими коллекторскими (проницаемость $1 \cdot 10^{-4}$—$5 \cdot 10^{-4}$ мкм^2) свойствами силурийских водовмещающих пород дебиты скважин, вскрывающих эти породы, обычно не превышают 5 м^3/сут при динамических уровнях 1500—1900 м.

Верхнедевонский водоносный горизонт характеризуется небольшой (до 5 г/л) минерализацией и соответственно низкой концентрацией редких элементов (в мг/л): рубидия до 0,05, стронция до 1 (табл. 5).

В нижне- и среднедевонском водоносных комплексах на глубинах 1800—2500 м содержания увеличиваются (в мг/л): рубидия до 0,3, цезия до 0,08 и стронция до 120. Величина общей минерализации изменяется в пределах от 70 до 136 г/л в зависимости от состава водовмещающих пород и интенсивности водообмена.

Пористость девонских водоносных песчаников не превышает 6,5%, а проницаемость 2 мкм^2. Поэтому дебиты девонских скважин, как правило, очень небольшие. Общая газонасыщенность девонских горизонтов составляет приблизительно 1000 см^3/л при содержании метана до 85%.

Компоненты	Площадь (водоносный		
	Великие Мосты (кембрийский, 4113—4212)	Перемышляны (протерозойский, 4097—4109)	Берестечко (протерозойский, 2915—2960)
pH	6,0	5,5	6,2
HCO_3^-	146,45	205	79,3
SO_4^{-2}	10,7	268	51,85
Cl^-	137 047,7	41 034	96 350,8
Na^+	36 325,21	18 200	20 939,05
K^+		420	
Ca^{+2}	42 730,3	7 827	31 832,3
Mg^{+2}	1 438,6	497	2 849,8
Rb	9,1	0,86	2,9
Cs	1,0	0,02	0,3
Sr	2 000	306	—
$Rb/Cl \cdot 10^4$	0,66	0,21	0,3
$Cs/Cl \cdot 10^{-4}$	0,073	—	—
Cl/Br	86,93	131,94	70,49
$r\,Na/r\,Cl$	0,409	0,684	0,335
Ca/Sr	21,36	25,57	
Формула химического состава	$M_{240}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 65\ (Na+K)\ 32}$	$M_{37}\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 63\ Ca\ 31}$	$M_{153}\frac{Cl\ 99}{Ca\ 58\ (Na+K)\ 33}$

Второй мезозойский этаж включает юрский и меловой водоносные комплексы, в которых по мере погружения на юго-запад к Внешней зоне Предкарпатского прогиба общая минерализация также увеличивается до 35 г/л.

На участках смешения хлоридно-натриевых вод меловых горизонтов, содержащих в зоне разломов повышенные (до 30 мг/л) количества стронция и до 5 мг/л бария, с распространенными выше сульфатно-кальциевыми водами верхнетортонских отложений происходит образование целестина и барита. Количество редких щелочных элементов в этих водах не превышает сотых долей миллиграмма на литр.

Верхний кайнозойский этаж промыт, за исключением отдельных структур, экранированных водоупорными глинами сармата, благоприятствующих образованию месторождений сульфатно-кальциевых сероводородных вод и генетически связанных с ними серных залежей в верхнетортонских гипсо-ратинских известняках. Содержание большинства микроэлементов в этих водах, за исключением марганца и ванадия, невелико. Что же касается последних, то формирование соответствующей промышленной минерализации в сарматских отложениях прогнозируется по гидрогеохимическим данным [Голева, 1962].

Итак, вертикальная гидрогеохимическая и гидродинамическая зональности Львовского бассейна характеризуются увеличением общей минерализации подземных металлоносных вод с глубиной и снижением интенсивности водообмена в том же направлении.

Таблица 4

в глубоких подземных водах Львовской впадины, мг/л

горизонт и глубина опробования, м)

Балучин (силурийский, 2430—2500)	Литовеж (нижнедевонский, 1800—1835)	Луцк (протерозойский, 1405—1437)	Балучин-Олеско (верхнедевонский, 548—558)
5,3	5,9	5,8	7,3
30,51	122	48,82	464,0
195,87	490	634,8	505,0
56 759,21	81 518	55 547,4	13,0
19 200	34 082	17 220,0	91,0
530			
9 739,24	6 074,5	16 653,2	31,0
795,5	56,8	—	184,0
0,54	Не обнаружено	0,5	0,011
0,08	"	Не обнаружено	Не обнаружено
264	84	Не определялось	"
0,095	—	0,09	—
—	—	—	—
122,098	12,01	126,23	—
0,52	0,645	0,478	1,079
36,9	72,31		
$M_{92}\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 60\ Ca\ 30}$	$M_{133}\frac{Cl\ 99}{Na\ 80\ Ca\ 12\ Mg\ 9}$	$M_{88}\frac{Cl\ 92\ HCO_3\ 8}{(Na+K)\ 58\ Ca\ 41}$	$M_{1,14}\frac{SO_4\ 57\ HCO_3\ 41}{Ca\ 50\ Mg\ 25}$

Пресные гидрокарбонатные воды сменяются слабоминерализованными сульфатными, переходящими ниже в соленые (до 35 г/л) хлоридно-натриевые и рассольные (до 250 г/л) хлоридно-натриево-кальциевые. В этом же направлении происходит нарастание концентраций рудных и сопутствующих микрокомпонентов, достигающих максимальных величин в наиболее глубоких мета-

Таблица 5

Распространение редких элементов в глубоких подземных водах Львовской впадины

Водоносный комплекс	Интервал опробования, м	Общая минерализация, г/л	Содержание, мг/л (в числителе максимальное, в знаменателе среднее)		
			рубидий	цезий	стронций
Протерозойский	2080—2960	68—154	$\frac{2,9}{0,5}$	$\frac{0,08}{0,01}$	$\frac{350}{275}$
Кембрийский	4097—4212	220—240	$\frac{9,1}{8,9}$	$\frac{1,1}{1,05}$	$\frac{2000}{1500}$
Силурийско-нижнедевонский	2430—1800	82—133	$\frac{0,54}{0,44}$	$\frac{0,08}{0,01}$	$\frac{264}{121}$
Верхнедевонский	548—700	1,14—2,1	$\frac{0,05}{0,01}$	Не обнаружено	$\frac{1}{0,5}$

морфизованных и экранированных рассолах кальциевого типа. Анализ палеогидрогеологических условий Львовской впадины подтверждает вывод о преимущественном накоплении микрокомпонентов в рассолах в наиболее погруженных частях палеозойского фундамента.

Наличие щелочных базальтов, габбро-диабазов и гранитов свидетельствует о том, что ранняя стадия развития Львовской палеозойской впадины сопровождалась вулканической и интрузивной деятельностью. В последующий более спокойный седиментационный этап привнос и накопление редких элементов в породах и в подземных водах наиболее интенсивно продолжались на участках долгоживущих разломов.

В конце среднего — начале верхнего девона произошли дифференцированные поднятия морского дна, сопровождавшиеся образованием лагун, в которых осаждались гипсы и доломиты. Эта геохимическая и палеогеографическая направленность развития гидрогеологических структур на юго-западной окраине Русской платформы в конце палеозоя отчетливо проявилась в повышении хлор-бромных и натрий-хлорных отношений в подземных водах верхнедевонских пород (табл. 6).

Таблица 6

Наиболее характерные соотношения химических элементов в глубоких рассолах юго-западной окраины Русской платформы

Параметры	Водоносный горизонт (глубина опробования, м)			
	кембрийский (4113—4212)	силурийский (24300—2500)	нижнедевонский (1800—1850)	верхнедевонский (548—580)
K/Li	20,5—32,6	36,4—48,7	—	—
K/Rb	8,7—10,5	981—1009	—	—
Li/Rb	5,1—5,8	27—27,8	28,9—29,4	200
$Li/Cl \cdot 10^4$	3,1—3,6	2,1—2,7	1,1—1,5	$2,10^{-5}$
$Rb/Cl \cdot 10^4$	0,6—0,7	0,09—0,1	0,003—0,004	0,004—0,005
Ca/Sr	21,4—22,6	35,8—36,9	50,2—50,6	230—239
Cl/Br	85—87	121—125	422—429	1005—1010
Na/Cl	0,35—0,41	0,5—0,6	0,61—0,65	1,0—1,1
Ca/Mg	13—17	7,1—7,4	3,2—3,7	1,3—1,9

Отсутствие выдержанного экрана водоупорных образований над верхним девоном привело к тому, что металлоносные рассолы, обогащенные (см. табл. 5) рубидием, цезием и стронцием, сохранились здесь лишь в глубокопогребенных структурах нижнего гидрогеологического этажа Львовской тектонической впадины. Большая продолжительность их формирования в течение 900—1000 млн. лет установлена на основании гелий-аргоновых соотношений в рассолах, приуроченных к кембрийским, силурийским и нижнедевонским отложениям.

Судя по величинам хлор-бромных и натрий-хлорных отношений (см. табл. 6) в подземных водах нижнепалеозойских осадоч-

ных отложений, соленость морских бассейнов в кембрии, силуре в нижнем девоне была недостаточно высокой для кристаллизации каменных и калийных солей. В этот период геологической истории развития Львовская впадина испытывала наиболее интенсивное прогибание в зоне сочленения с Внешней зоной Предкарпатского прогиба, сформировавшегося на платформенном палеозойском фундаменте. В том же направлении увеличивается и степень метаморфизации рассолов, проявляющаяся в падении отношений натрия к хлору и в увеличении отношений кальция к магнию. С глубиной происходит уменьшение калий-рубидиевых и кальций-стронциевых отношений. В то же время отношения рубидия к хлору по мере погружения продуктивных водоносных горизонтов растут.

В целях выяснения направленности изменений соотношений редких элементов в подземных водах юго-западной окраины Русской платформы в зависимости от палеогеологических условий, а также установления их связи с другими химическими элементами были рассчитаны соответствующие коэффициенты парной и множественной корреляции с помощью ЭВМ. Результаты расчетов представлены в виде обобщенной диаграммы на рис. 2, из которой следует, что редкие элементы в глубоких наиболее минерализованных рассолах имеют соответственно и самую тесную положительную связь, характеризуемую весьма высокими коэффициентами корреляции ($\geqslant +0{,}7$ при нижнем пределе значимости $\pm 0{,}5$) не только с общей минерализацией, но и с такими специфическими компонентами нефтяных вод, как бром, бор, иод.

Отрицательная корреляционная связь с сульфатными анионами объясняется геохимическими условиями появления этих анионов в гидрогеологически раскрытых частях

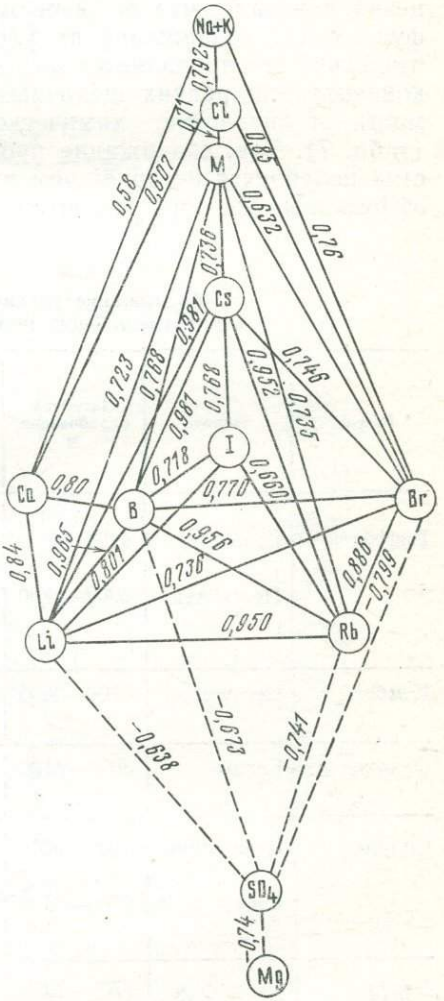


Рис. 2. Диаграмма корреляции микро- и макрокомпонентов в углеводородных рассолах Львовской впадины

структур, неблагоприятных для накопления редких, особенно щелочных элементов.

Редкометальные рассолы отличаются минимальными скоростями движения (<0,001 см/год). Гидростатические уровни нижнепалеозойских горизонтов повышаются к осевой зоне Львовского бассейна, осложненной долгоживущим глубинным региональным разломом.

Особенности распределения микрокомпонентов в породах. Опробование керна наиболее глубоких нефтепоисковых скважин Велико-Мостовской и Перемышлянской структур на рубидий и цезий показало, что по мере приближения к кристаллическому фундаменту содержание их увеличивается (рис. 3). Наиболее отчетливо это проявляется по данным содержания цезия. В целом концентрация редких щелочных элементов колеблется в зависимости от литологии, химического состава и возраста пород (табл. 7). Так, содержание рубидия и цезия в осадочных разностях колеблется не более чем вдвое (песчаники рифея и девона), эффузивные же породы протерозоя отличаются слабоповышенным

Таблица 7

Содержание редких щелочных металлов в водовмещающих породах Львовской впадины

Возраст	Порода	Интервал опробования, м	Содержание, % (в числителе пределы содержаний, в знаменателе среднее)		Число проб
			рубидий	цезий	
Рифей	Базальты	4100—4200	0,002—0,028 / 0,015	0,0005—0,0015 / 0,001	9
	Песчаники	3900—4100	0,009—0,01 / 0,0095	0,0006—0,0003 / 0,0007	13
Кембрий	Песчаники	3100—3600	0,001—0,008 / 0,006	0,0007—0,0006 / 0,0005	19
Ордовик	Глины	3000—3100	0,009—0,011 / 0,001	0,0005—0,001 / 0,0007	5
Силур	Известняки	3750—4050	0,004—0,015 / 0,009	0,0005—0,001 / 0,0007	14
	Глины	2100—3400	0,007—0,017 / 0,012	0,0005—0,001 / 0,0007	
Девон	Песчаники	1700—1950	0,003—0,004 / 0,0035	0,0003—0,0006 / 0,0005	13
	Глины	1250—1900	0,005—0,013 / 0,009	0,0005—0,0007 / 0,0006	19

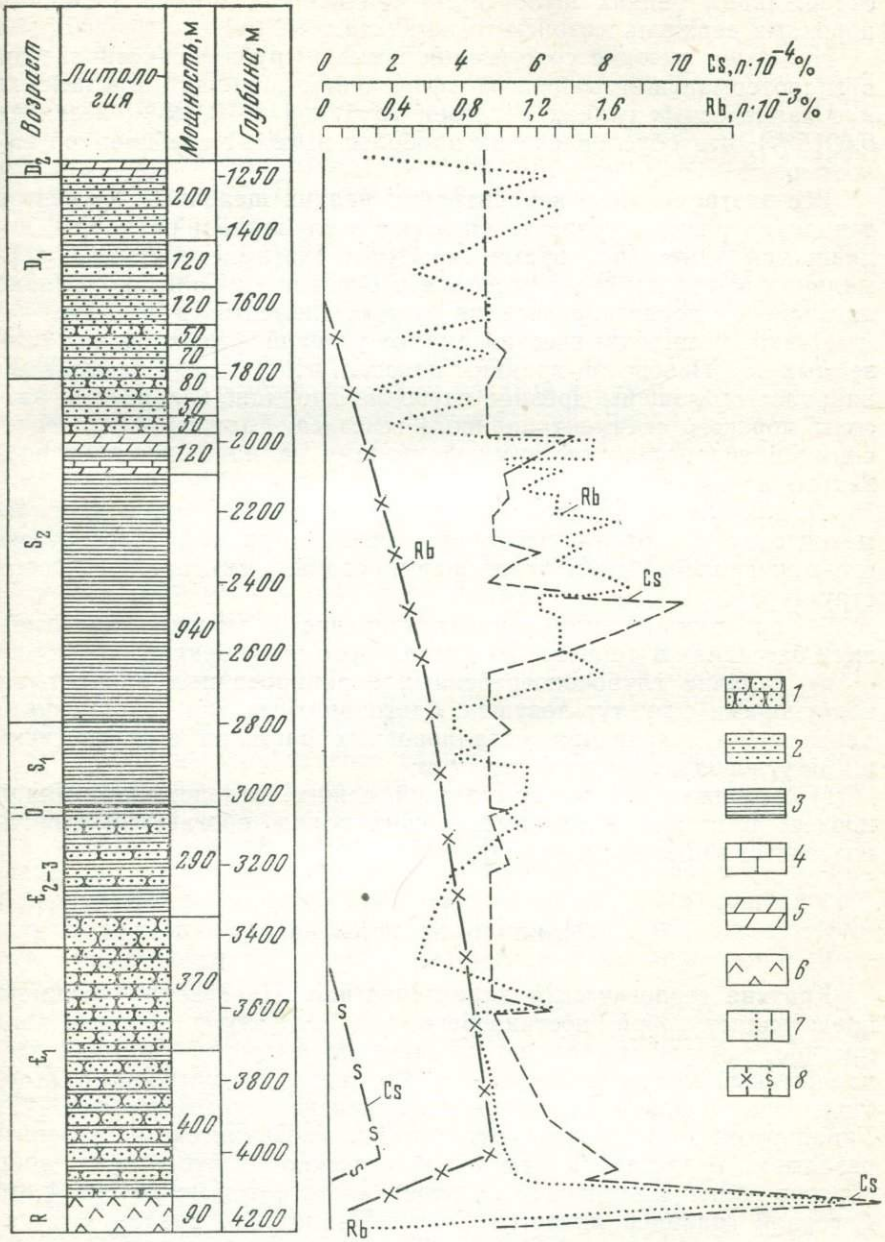


Рис. 3. Распределение микрокомпонентов в углеводородных рассолах Львовской впадины.

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — глины и аргиллиты; *4* — известняки; *5* — доломиты; *6* — базальты; *7* — содержание микрокомпонентов в породах (в %); *8* — то же, в водах (в мг/л)

содержанием редких щелочей по сравнению с вышележащими породами верхнепалеозойского возраста.

Наиболее высокие содержания цезия и рубидия установлены в гидротермально-измененных эффузивных породах фундамента и в калиеносных глинах палеозоя (рубидия до 0,028%, цезия до 0,0015%), что обусловлено их наиболее высокой сорбционной емкостью.

Все экстремальные концентрации редких щелочных элементов в породах разного возраста тяготеют к глубинным разломам, являвшимся длительное время скрытыми очагами разгрузки термальных металлоносных рассолов и оказавшим большое влияние на процессы перераспределения рудных элементов в породах.

Итак, палеогеохимический анализ условий формирования подземных вод Львовской впадины показал, что редкими элементами наиболее обогащены древние глубокие хлоридно-кальциевые рассолы морского седиментационного генезиса. Главными геологическими и гидрогеологическими факторами их накопления в подземных водах являлись:

а) длительное проявление глубинного магматизма и постмагматических гидротермальных процессов на раннем протерозойско-нижнепалеозойском этапе формирования гидрогеологических структур;

б) продолжительное концентрирование в морских палеозойских бассейнах в процессе их длительного прогибания;

в) наличие глубокопогребенных экранированных глинистыми водоупорами структур-ловушек, благоприятных для накопления и длительного сохранения металлоносных рассолов с сопутствующими углеводородными флюидами;

г) напряженный геотермический режим, интенсифицирующий процесс разложения водовмещающих пород, обогащенных органическими веществами нефтяного типа.

Припятская впадина

Краткая геологическая характеристика. Припятская впадина представляет собой постинверсионную структуру Припятского прогиба, который выполняет субширотно вытянутый грабен, расположенный между Белорусским, Воронежским массивами, Жлобинской седловиной на севере и Украинским щитом на юге. От Украинского щита прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой сложно построенную зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента до 4 км. Северной границей является Северо-Припятский разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой до 3,5 км. На западе Полесская седловина отделяет Припятский прогиб от Брестского, а на востоке Брагинско-Лоевская седловина — от Днепровско-Донецкого.

Припятский прогиб выполнен в основном образованиями среднедевонского — нижнетриасового структурного комплекса, который подразделяется на живетско-среднефранский, верхнефранско-среднекаменноугольный и верхнепермско-нижнетриасовый структурные этажи [Тектоническое положение..., 1974]. Герцинский комплекс перекрыт чехлом мезо-кайнозойских отложений. Все эти структурные комплексы отражают основные этапы тектонического развития Припятского прогиба.

Живетско-среднефранский структурный этаж и верхнетриасово-антропогеновый структурный комплекс образовались в этап развития синеклиз. Верхнефранско-среднекаменноугольный и верхнепермско-нижнетриасовый структурные этажи соответствуют этапу образования авлакогена в виде рифтового грабена, т. е. главному этапу развития Припятского прогиба. Причем первый из них отвечает ранней, зрелой и поздней стадиям развития рифтового грабена, а второй — заключительной. Верхнефранско-среднекаменноугольный структурный этаж подразделяется на три подэтажа: воронежско-евлановский (сульфатно-карбонатная формация), ливенско-елецкий (нижняя галогенная, терригенно-сульфатно-карбонатная межсолевая формация), елецко-среднекаменноугольный (верхняя галогенная, карбонатно-терригенная сланценосная сероцветная, каолинит-угленосная пестроцветная, карбонатно-терригенная угленосная пестроцветная, карбонатно-терригенная пестроцветная).

К отложениям первого и второго подэтажей приурочены водоносные комплексы с повышенными содержаниями редких щелочных элементов (см. табл. 3).

О тектонике Припятского прогиба судят по строению фундамента, подсолевых отложений, межсолевой толщи, верхнесолеиосной толщи и ряда других поверхностей в более высоких частях разреза. Степень изученности этих образований различна. Наиболее изученной является кровля верхнесолеиосной толщи. Большинство исследователей проводят структурное районирование по двум наиболее представительным маркирующим горизонтам: поверхности подсолевых отложений и поверхности верхнесолеиосной толщи.

Первая из этих поверхностей имеет главное значение для поисковых и разведочных работ на нефть и газ в подсолевой толще, которая является одной из двух важнейших нефтегазоносных толщ региона.

С точки зрения формирования металлоносных рассолов наибольший интерес представляет подсолевой этаж, где наблюдаются максимальные содержания редких щелочных элементов.

Ведущим фактором в расчленении современной поверхности подсолевых отложений являются глубинные разломы, среди которых преобладают сбросы субширотного и диагонального направлений. К наиболее протяженным и высокоамплитудным (до 3 км), пересекающим весь прогиб, относится ряд субширотных разломов, расчленяющих территорию прогиба на серию линейно

вытянутых пластинообразных блоков. Другие менее протяженные разломы различных направлений, обычно имеющих меньшую амплитуду (до нескольких сот метров, редко 1 км), делят эти блоки на более мелкие. В отдельных случаях возможно существование разрывов типа взбросов и сбросо-сдвигов. Самые высокие содержания (рубидия до 62 мг/л и цезия до 2,12 мг/л) обнаружены в водах наиболее высокоамплитудных разломных зон (рис. 4).

В центральной части Припятского прогиба выделяются два погребенных выступа с осевыми структурными носами, погружающимися навстречу друг другу. Осевая часть этих структурных носов является своеобразной осью Припятского прогиба, к северу от нее все блоки в общем имеют северный наклон, а к югу — южный. Исключение составляют только Березинская и Выступовичская прибортовые ступени, на строение которых большое влияние оказали краевые разломы.

По аналогии с морфологией современных рифтов (рис. 5) центральную часть Припятского прогиба рассматривают как грабенообразную зону. К северу и югу от Центральной зоны соответственно выделяются Северная и Южная зоны, в которых развиты только линейно вытянутые однонаклоненные блоки типа ступеней, горстов, грабенов с приразломными поднятиями и опусканиями подсолевого ложа. Содержания редких щелочных эле-

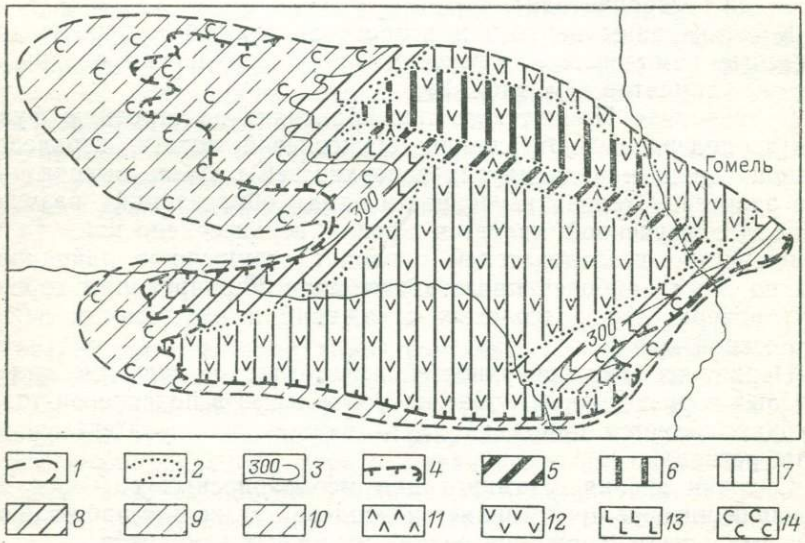


Рис. 4. Схематическая карта распространения рубидия и цезия в рассолах подсолевых отложений Припятской впадины. Составила М. В. Торикова.

1 — границы структуры; *2* — границы различных концентраций рубидия и цезия в пределах структуры; *3* — изолинии минерализации; *4* — границы выклинивания соленосной формации; *5—10* — распространение рассолов с содержанием, мг/л (*5* — Rb до 62, Cs до 2; *6* — Rb до 23; Cs до 0,5; *7* — Rb до 10, Cs до 0,2; *8* — Rb до 8; *9* — Rb до 4; *10* — Rb до 1,5); *11* — *14* — типы хлоридных рассолов (*11* — кальциево-магниевые, *12* — кальциевые, *13* —натриево-кальциевые, *14* — натриевые)

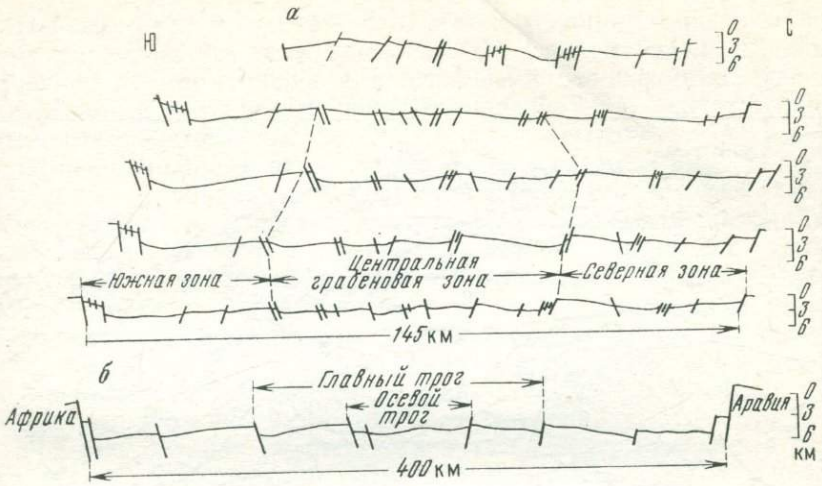


Рис. 5. Поперечные разрезы Припятского прогиба по поверхности подсолевого ложа (*а*), поперечный разрез рифта Красного моря по поверхности фундамента (*б*)

ментов в водоносных комплексах Северной зоны более высокие (см. табл. 3).

Большое значение при структурном районировании имеет поперечная (диагональная или субмеридиональная) зональность. Она проявляется разрывами субмеридионального (преимущественно северо-северо-восточного) направления, фациальной изменчивостью пород и различиями глубин поверхности фундамента по простиранию впадины. В настоящее время Припятский прогиб подразделяется на Западную, Центральную и Восточную поперечные тектонические зоны, границами между которыми служат зоны Малынско-Симоновичского и Домановичско-Заозерного поперечкых глубинных разломов [Морозов, Рынский, Старчик, 1976]. Каждая из этих зон характеризуется определенным типом разреза (рис. 6). Особенно четко фиксируются различия в типах разреза в верхней и нижней соленосных толщах. Так, для Западной зоны характерен глинисто-сульфатный и карбонатный тип, для Центральной — соленосный и для Восточной — эффузивно-туфогенный. В Северной тектонической зоне в пределах ее ограничения Центральной тектонической зоной отмечаются максимальные содержания редких щелочных элементов для под- и межсолевого водоносных комплексов.

Гидродинамические условия. Припятская водонапорная нефтегазоносная система приурочена к Припятской впадине и входит в крупный Днепровский артезианский бассейн. В ней выделяются два гидрогеологических этажа, отличающихся друг от друга генезисом напора подземных вод и темпами водообмена [Припятский..., 1975].

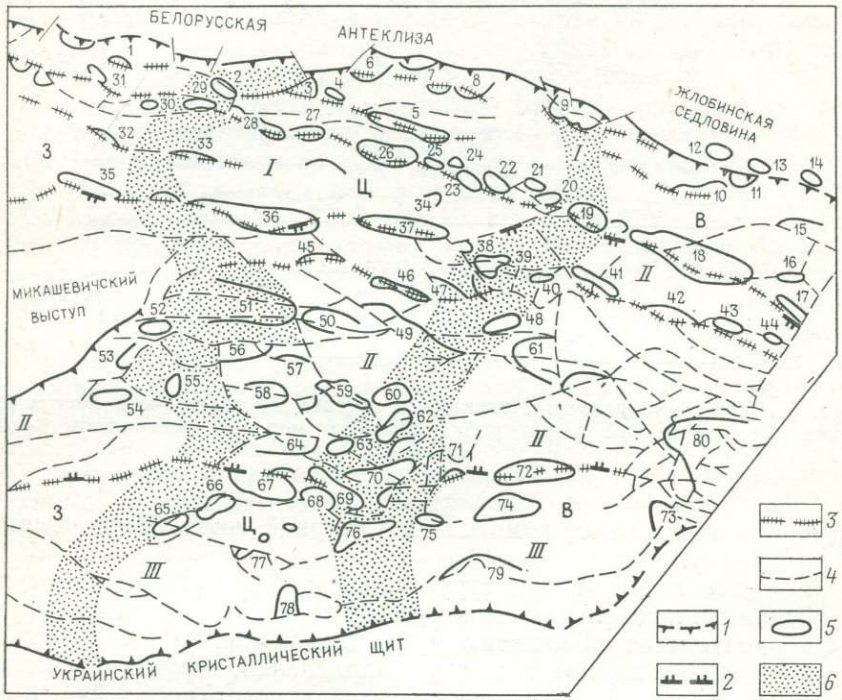


Рис. 6. Схема тектонического районирования Припятского прогиба.

1 — краевые разломы, ограничивающие прогиб; *2* — границы тектонических элементов второго порядка (*I* — Шатилковская депрессия, *II* — Центральный грабен, *III* — Ельская депрессия); *3* — региональные продольные разломы, контролирующие зоны поднятий третьего порядка; *4* — прочие разломы; *5* — контуры локальных поднятий меж- и подсолевых отложений; *6* — зоны активизации поперечных глубинных разломов. Поперечные тектонические зоны: З — Западная, Ц — Центральная, В — Восточная.

Локальные поднятия (цифры на карте): 1 — Осовецкое, 2 — Глусское, 3 — Западно-Оземлинское, 4 — Оземлинское, 5 — Чернинское, 6 — Ковчицкое, 7 — Кнышевичское, 8 — Судовицкое, 9 — Березинское, 10 — Восточно-Первомайское, 11 — Озерщинское, 12 — Хотецкое, 13 — Решетниковское, 14 — Борховское, 15 — Александровское, 16 — Днепровское, 17 — Вехтинское, 18 — Речицкое, 19 — Осташковичское, 20 — Сосновское, 21 — Северо-Сосновское, 22 — Давыдовское, 23 — Мармовичское, 24 — Полесское, 25 — Восточно-Вишанское, 26 — Вишанское, 27 — Малынское, 28 — Борисовское, 29 — Восточно-Дроздовское, 30 — Южно-Дроздовское, 31 — Дроздовское, 32 — Любанское, 33 — Северо-Калиновское, 34 — Озаричское, 35 — Нежинское, 36 — Червонослободское, 37 — Октябрьско-Северо-Домановичское, 38 — Западно-Притокское, 39 — Притокское, 40 — Руднинское, 41 — Золотухинское, 42 — Малодушинское, 43 — Барсуковское, 44 — Надвинское, 45 — Комаровичское, 46 — Савичское, 47 — Северо-Бобровичское, 48 — Смагловское, 49 — Бобровичско-Гороховское, 50 — Западно-Гороховское, 51—Копаткевичское, 52 — Западно-Копаткевичское, 53 — Бриневское, 54 — Найдовское, 55 — Петриковское, 56 — Северо-Шестовичское, 57 — Конковичское, 58 — Шестовичское, 59 — Скрыгаловское, 60 — Прудовское, 61 — Дудичское, 62 — Северо-Каменское, 63 — Восточно-Казимирское, 64 — Сколодинское, 65 — Великопольское, 66 —Лельчицкое, 67—Буйновичское, 68—Анисимовское, 69 — Заозерное, 70 — Махновичское, 71 — Северо-Кустовницкое, 72 — Наровлянское, 73 — Стреличевское, 74 — Восточно-Ельское, 75 — Ельское, 76 — Николаевское, 77—Западно-Валавское, 78 — Южно-Валавское, 79 — Восточно-Выступовичское, 80—Микуличское

Первый (верхний) этаж отличается условиями инфильтрационного восполнения подземных вод. Он сложен породами мезокайнозоя, перми, карбона и надсолевыми отложениями девона, вмещающими метеогенные воды выщелачивания, вытеснившими седиментационные воды.

Второй (нижний) этаж вмещает седиментационные воды и древнеинфильтрационные воды выщелачивания высокой метаморфизации. В его состав входят: верхняя соленосная толща, межсолевой водоносный комплекс, нижняя соленосная толща, подсолевой водоносный комплекс, отложения верхнего протерозоя.

Переходные условия между основными гидрогеологическими этажами прослеживаются в надсолевом девонском комплексе.

Верхний этаж стерилен на редкие щелочные элементы, а к нижнему приурочены их повышенные содержания.

Граница питания Припятского артезианского бассейна в верхнем этаже проводится по гидравлическому водоразделу. Последний почти совпадает с гидрографическим водоразделом Припятского речного бассейна.

Высокие отметки пьезометрической поверхности в верхних водоносных комплексах артезианского бассейна установлены на западе и северо-западе бассейна (200—220 м), где расположены внутренние области питания и формирования напоров. С этих площадей как с северных (190—200 м) так и с южных склонов (220—240 м) потоки подземных вод движутся к базисам дренирования подземного стока, приуроченным к долинам Припяти и Днепра (140—120 м). Южная граница питания бассейна проведена по водоразделу системы гидроизопьез для водоносных комплексов мезо-кайнозоя и архея со стороны купола подземных вод на Украинском щите. Восточная граница бассейна (120—150 м) проведена на основании того, что в отложениях пермо-триаса и карбона подземный сток направлен в Днепровский бассейн, а расположенные ниже водоносные горизонты верхнего девона разгружаются в них, т. е. имеются общие условия скрытой разгрузки на востоке.

Воды нижнего гидрогеологического этажа находятся в условиях весьма замедленного водообмена, а в наиболее глубоких частях в квазизастойном (практически неподвижном) состоянии.

На современном этапе развития в северной и северо-восточной частях Припятского бассейна сохраняется элизионный геостатистический режим древней, тектонически ограниченной области максимального геостатического давления-напора (более 250 м абс.), значительно превышающего гидростатические давления-напоры последнего инфильтрационного этапа (не менее чем на 150 м). К этой части системы относится Северная тектоническая зона с наиболее повышенными содержаниями редких щелочных элементов (рис. 7).

В южном и западном направлении элизионная система переходит в древнеинфильтрационную полузакрытую геостатическую

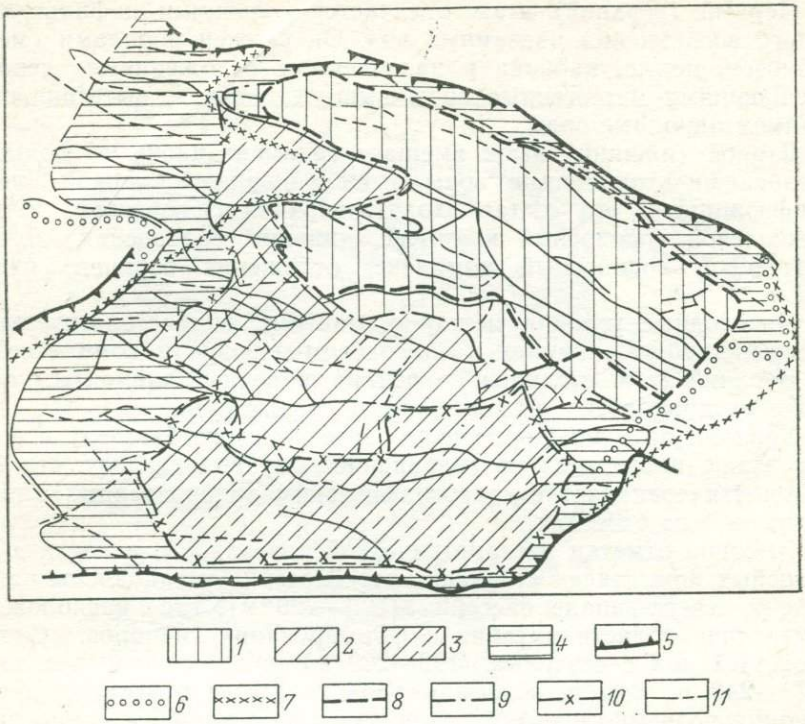


Рис. 7. Гидродинамическая схема под- и межсолевого комплексов Припятского водонапорного бассейна. Составили А. П. Лавров и Л. И. Шаповал.

1 — элизионная (геостатическая) часть системы в под- и межсолевом комплексе; *2* — древнеинфильтрационная геостатическая часть системы в подсолевом комплексе; *3* — то же, в межсолевом комплексе; *4* — переходная часть системы в подсолевом и межсолевом комплексах; *5* — краевые разломы, ограничивающие Припятскую впадину; *6* — граница верхней галогенной толщи; *7* — то же, нижней галогенной толщи; *8* — граница элизионной части системы в подсолевом комплексе; *9* — то же, в межсолевом комплексе; *10* — граница древнеинфильтрационной геостатической части системы; *11* — основные разрывные нарушения

часть, для которой характерны напоры менее 200 м, более близкие к напорам в верхних комплексах. Для этой части характерны еще повышенные содержания редких щелочных элементов.

Западнее и юго-западнее геостатической системы развита переходная часть с более равными напорами (геостатическими и гидростатическими), которая отражает палеоперемещения флюидов как от центральной части системы к периферии, так и в обратном направлении. В отношении рассматриваемых элементов описанная часть тоже является переходной от повышенных содержаний к низким со средним слабоповышенным фоном.

В краевых частях бассейна, непосредственно примыкающих на всех этапах развития к области питания и создания напора (Белорусский кристаллический массив, Полесская седловина, Украинский щит), образовалась открытая гидростатическая часть системы позднего этапа развития метеогенных вод девона, обладающих большой энергией.

На юго-восточном окаймлении Припятской системы расположена общая область разгрузки вод, поступающих из центральных частей. Она приурочена к краевым структурам в виде Брагинского выступа и Лоевской седловины, являющимся тектоническим и гидравлическим барьером между Припятским и Днепровско-Донецким бассейнами.

В Припятской впадине подсолевой и межсолевой водовмещающие комплексы развивались независимо, как отдельные водонапорные системы. Вместе с тем в результате дискретных перетоков флюидов (на этапах активизации распыленных и внутренних разгрузок) сложилось подвижное региональное равновесие в пластах всего нижнего гидрогеологического этажа. Поэтому содержания редких щелочных элементов относительно близки в этих водоносных комплексах, например содержание рубидия в подсолевом составляют 13 мг/л; в межсолевом 10,8 мг/л (Северная тектоническая зона). В водоносных пластах происходило затухание, консервация фильтрационных процессов, нарастающая с глубиной, особенно в подсолевом комплексе, для которого характерны высокие уплотнения водопроводящих пород и слабая передача давления.

Пластовые давления зависят от глубины линейно внутри каждого комплекса, но для подсолевого комплекса они на 2—3 МПа меньше, чем для вышезалегающего межсолевого комплекса.

Анализ распределения приведенных давлений позволил выделить три крупные гидродинамические зоны, приуроченные к северной, центральной и южной частям впадины.

Аномально высокие пластовые давления в Припятской впадине установлены во внутри-, меж- и подсолевых отложениях. Проявление таковых давлений связано с относительной замкнутостью этих систем, изолированных мощными региональными водоупорами. Уменьшение давления наблюдается от погруженных к приподнятым участкам.

Итак, в Припятском нефтегазоносном бассейне сохранились условия двух водонапорных субсистем. В нижней геостатической, где существует элизионный режим движения, отжим от погруженных к приподнятым элементам структур охватывает под-, межсолевой и низы надсолевого комплексов. В верхней артезианской субсистеме существует инфильтрационный (гравитационный) режим движения вод — от области питания по направлению подземного стока к области разгрузки (верхняя часть надсолевого комплекса). Конечные области разгрузки этих субсистем в бассейне общие. Между ними существуют промежуточные условия для движения подземных вод. В дальнейшем рассматривается в основном нижняя субсистема, так как именно здесь установлены повышенные содержания редких щелочных элементов.

Для нее характерны следующие гидродинамические особенности:

1) градиент геостатического (элизионного) напора, определяющий скорость движения воды, возрастает от западной пере-

ходной части системы к элизионной на севере и уменьшается при переходе к древнеинфильтрационной геостатической в центральной и особенно южной части системы; на всей территории бассейна градиенты геостатического напора выше гидростатического в верхнем этаже;

2) преобладающими являются тенденции вертикального движения (вертикальный градиент выше горизонтального в 40—50 раз и более), особенно в элизионной части бассейна;

3) энергия потока ослабевает от межсолевого комплекса к подсолевому как в северной, так и в южной части бассейна.

С характером изменения скорости движения воды хорошо согласуется и изменение содержаний в ней редких щелочных элементов.

Части системы	Среднее содержание рубидия в подсолевых отложениях, мг/л
Западная	2,61
Северная	13,13
Центральная	5,85
Южная	3,3

Гидродинамика горизонтов нижнего этажа определяется многими глубинными факторами, из которых прежде всего следует выделить роль региональных водоупоров. Они обусловливают направление движения вод в перекрываемом горизонте и являются покрышками для залежей. Водоупоры служат факторами затухания скрытой внутренней избирательной разгрузки флюидов из элизионных систем, что обеспечивает механизм выделения углеводородов из воды и их концентрирование. Одновременно с выделением углеводородов, возможно, происходит захват (сорбция) части редких щелочных элементов из воды. Возможно, это является одной из причин некоторого понижения содержаний редких щелочных элементов в межсолевом водоносном комплексе.

Для режима глубинных зон Припятского нефтегазоносного бассейна (под- и межсолевой комплексы) главным энергетическим фактором является разгрузка глубинных вод, в результате чего происходит направленное движение пластовых вод к разломам (субширотным и субмеридиональным).

Повышенное геостатическое давление в депрессионных участках и наличие тектонических нарушений в приподнятых участках блоков создают движение вод вверх по восстанию пласта. На примере Сосновской площади показано увеличение содержаний рубидия в воде межсолевого комплекса по мере продвижения от погруженной части пласта к приподнятой.

Интервал опробования, м	Rb, мг/л
4072—4084	6,15
3069—3145	10,6
2957—2973	16,0

Геотермические условия. По под-, меж- и надсолевому комплексам выделены [Припятский..., 1975] температурные аномалии, как прямое отражение гидродинамических условий в бассей-

не (рис. 8). Относительно условно за средние температуры в Припятском бассейне приняты: для подсолевого комплекса 55° С, для межсолевого — 45° С, для надсолевого — 27° С. Если считать аномальными те температуры, которые выше или ниже средних (фоновых) температур, то можно выделить две зоны (повышенных) температур: 1) в северо-восточной части впадины (Шатилковская, Березинская, Речицко-Вишанская, Червоно-Слободская и Малодушинская зоны), где температура воды достигает 80° С; 2) в южной части впадины (температуры несколько увеличиваются — до 60° С в Ельско-Наровлянской зоне).

В Центральной части впадины также наблюдается контур аномальных температур (до 70° С), но эту аномалию выделяют условно по термокаротажным данным.

Отклонения в тепловом режиме Припятской впадины наиболее полно и точно характеризуются температурными аномалиями, выявленными путем сравнения фактических и вычисленных температур. На основе этого выделяются следующие зоны: 1) отрицательных аномалий на западе Припятской впадины в области возможного влияния инфильтрационных вод девонских отложений; 2) высокотемпературных положителеьных аномалий в севе-

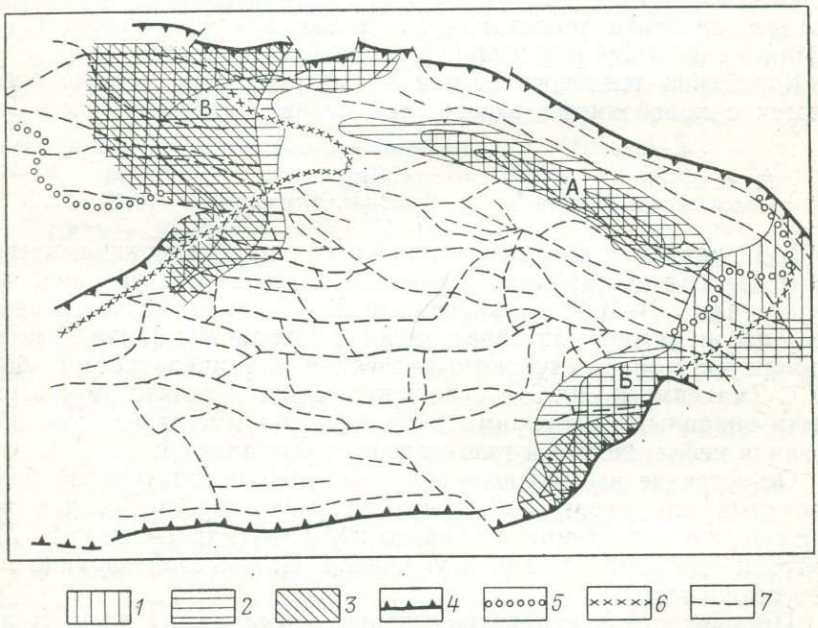


Рис. 8. Схематическая карта аномалий геотермического поля. Составили А. П. Лавров и А. К. Никифоров.

1—3 — температурные аномалии комплексов (*1* — подсолевого, *2* — межсолевого, *3* — надсолевого); *4* — краевые разломы, ограничивающие Припятскую впадину; *5—6* — границы галогенной толщи (*5* — верхней, *6* — нижней); *7* — разрывные нарушения. *А* — высокотемпературные аномалии за счет глубинного тепла; *Б* — слабовыраженные положительные температурные аномалии за счет разгрузки глубинных термальных вод; *В* — отрицательные температурные аномалиии за счет влияния инфильтрационных вод из области питания

ро-восточной части впадины и 3) аномалий, приуроченных к областям разгрузки термальных вод, характеризующихся невысокими температурами в восточной и юго-восточной частях Припятской впадины.

Наибольший интерес представляют аномалии, выявленные в северо-восточной части. Как видно на схеме (см. рис. 8), большую площадь занимают аномалии подсолевого и особенно межсолевого комплексов, меньшую — аномалии надсолевого комплекса. Простирание и местоположение аномалий всех трех комплексов совпадают.

Из геотермических характеристик теплового поля наиболее полную информацию о тепловом режиме Припятской впадины в целом и ее структурных элементов дает тепловой поток, который является отражением глубинного тепла, интенсивности геологических и геохимических процессов, происходящих в осадочной толще впадины.

Максимального значения тепловой поток достигает в северо-восточной части впадины. В пределах последней эта величина для надсолевого комплекса составляет 0,025—0,059 Вт/м², для межсолевого — 0,046 Вт/м², для подсолевого карбонатного — 0,053—0,067 Вт/м², для подсолевого терригенного — 0,05 Вт/м². Среднее значение теплового потока для впадины колеблется от 0,045 до 0,06 Вт/м² [Припятский..., 1975].

Колебания теплового потока в Северной зоне хорошо согласуются с колебаниями содержаний редких щелочных элементов.

Комплекс	Тепловой поток, Вт/м²	Rb, мг/л
Межсолевой	0,046	10,81
Подсолевой карбонатный	0,053—0,067	13,13

В Припятской впадине установлены две термодинамические зоны. Первая до глубины 2200—3000 м, характеризующаяся температурами 55—70° С и давлениями 25—35 МПа, является наиболее благоприятной для образования и сохранения залежей нефти. Вторая зона более глубокого залегания, с температурами более 80° С (максимум 120° С в осадочной толще и только в северной части впадины), давлениями >45 МПа, благоприятна для образования нефтегазовых и газоконденсатных залежей.

Остается не выясненным вопрос о сохранении условий благоприятных для первичных генераций углеводородов. Такая зона характеризуется температурой до 200° С и давлением >50 МПа (глубина до 5000 м). Таких условий в Припятской впадине пока не установлено.

Повышенные концентрации редких щелочных элементов в рассолах отмечаются в обеих зонах, но во второй — более высокие.

При рассмотрении геотермических профилей наблюдается следующая закономерность. Над нефтяными залежами температура несколько повышается и геоизотермы образуют небольшое куполовидное поднятие. Выявилась определенная зависимость

величины амплитуды температурой аномалии от размеров залежи. Чем крупнее залежь, тем больше площадь купола аномалии. Амплитуда «купола» положительных температур равна 2—5° С и более. Характерно, что вверх по разрезу прослеживается повышение температур вплоть до глубины 500 м от поверхности земли, а иногда и на меньших глубинах. Нефтеносные интервалы имеют температуру на 2—5° С выше, чем водонасыщенная часть разреза, находящаяся непосредственно под залежью.

Влияние температуры и водонефтяного контакта (ВНК) на содержание рубидия в пластовых водах можно проследить на Мармовичской площади (рис. 9).

Горизонт	Интервал опробования, м	Абс. отм. интервала опробования, м	ВНК	Rb, мг/л	T, °С
Задонско-елецкий	2646—2670	2505—2529		10,5	55
Воронежский	3094—3113	2952—2971		21,6	
Семилукско-бурегский	3130—3150	2788—3008		20,0	63
"	3032—3036	2882—2886	2869	23,0	65

Гидрогеохимические условия. *Солевой состав.* Нижний (продуктивный на редкие щелочные элементы) гидрогеологический этаж представлен пластовыми водами хлоридного типа, где хлора >99 экв. %. Из катионов в Центральной тектонической зоне и в некоторых частях Восточной зоны (приблизительно между Малынско-Симоновичским и Первомайско-Тульговичским субмеридиональными разломами) преобладают (в экв %): кальций 43—74, натрий 20—4,5 магний 1—13. Минерализация колеблется от 323 до 411 г/л (средняя 366 г/л).

Западнее и восточнее от Центральной зоны (см. рис. 4) наблюдается узкая зона (до границ изолинии с минерализацией 300 г/л) с преобладанием в водах катиона натрия над кальцием, но количество первого не более 85 экв %. Далее на восток и на запад до крайних границ выклинивания соленосных толщ расположена зона смешанных хлоридно-кальциево-натриевых и хлоридно-натриевых вод с преобладанием последних.

За пределами границ выклинивания соленосных толщ распространены чисто натриевые воды, где натрия <85 экв %. В зоне Речицкого разлома вскрыты хлоридно-магниево-кальциевые воды, в которых содержится (в экв %): кальция от 59 до 73, магния от 16 до 39, натрия от 2 до 16.

Из табл. 8 видно, что преобладание натриевой составляющей вызывает очень резкое снижение содержания редких щелочных элементов, а преобладание щелочноземельных компонентов (кальция и магния) приводит к повышенным содержаниям описываемых элементов. Наибольшие содержания отмечаются в хлоридно-магниево-кальциевом типе вод при почти полном отсутствии натрия.

Из данных табл. 8 видно, что для продуктивных горизонтов характерно резкое снижение сульфатной составляющей и увели-

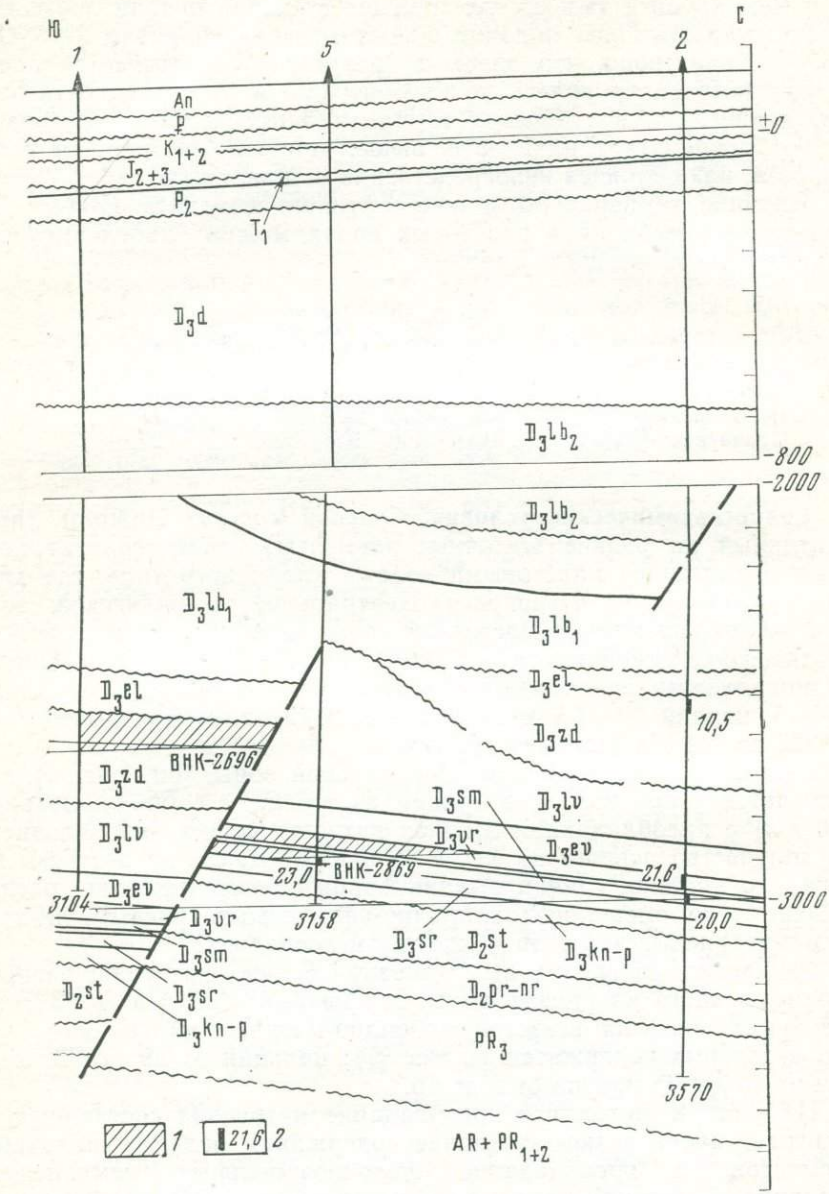


Рис. 9. Влияние водонефтяного контакта на величину содержаний рубидия в пластовых водах на Мармовичской площади.

1 — нефтяная залежь; *2* — место отбора пробы рассола и содержанием в нем рубидия; ВНК — водонефтяной контакт

Таблица 8

Распределение редких щелочных элементов в водах подсолевого комплекса Северной тектонической зоны в зависимости от их макрокомпонентного состава, мг/л

Тип воды	Средняя минерализация, г/л	Рубидий	Цезий	Сульфаты	Аммоний
Хлоридно-магниево-кальциевый	404	37,3	1,25	—	—
Хлоридно-натриево-кальциевый	366	13,13	—	262	451
Хлоридно-кальциево-натриевый	323	3,89	—	539	137
Хлоридно-натриевый	291	—	—	1194	112

чение содержаний аммония. Повышению содержаний рубидия соответствует рост содержаний аммония и уменьшение содержаний сульфатов. Сбивка происходит в межсолевом комплексе, где концентрация редких щелочных элементов несколько снижается, а содержания аммония резко увеличиваются (табл. 9).

Таблица 9

Комплекс и тектоническая зона	Рубидий	Сульфаты	Аммоний
Подсолевой:			
северная	13	262	451
центральная	5,8	333	215
южная	3,3	321	186
для всей впадины	10	270	344
Межсолевой для всей впадины	9	310	676

Газовый состав. Состав водорастворенных газов закономерно изменяется по направлению от западных окраин к наиболее погруженным центральным частям впадины [Припятский..., 1975]. В окраинных частях впадины развиты азотные газы (Ново-Дубровская площадь), по мере удаления от окраин — углеводородно-азотные (Октябрьская площадь), а во внутренних областях — углеводородные газы (Осташковичская площадь). По мере приближения к внутренним областям увеличивается углеводородная составляющая (об. %): Ново-Дубровская площадь, межсолевой комплекс — следы, Октябрьская площадь, подсолевой комплекс — 22, Осташковичская площадь, межсолевой комплекс — 85, Речицкая площадь, межсолевой комплекс — 75. В этом же направлении идет увеличение концентраций редких щелочных элементов в водоносных горизонтах (см. табл. 9).

В вертикальном разрезе отмечается уменьшение содержаний углеводородов по мере увеличения стратиграфических глубин. На

Речицкой площади содержание углеводородов составляет (в %): в задонско-елецком горизонте 71—83, в семилукско-бурегском 70—73, в старооскольском 59—71.

Наблюдается сходная зависимость содержаний редких щелочных элементов от количества водорастворенных углеводородов и аммония. С ростом этих компонентов происходит повышение содержаний редких щелочных элементов. В межсолевом комплексе резкое изменение количества углеводородов и аммония вызывает небольшое снижение концентраций редких щелочных элементов по сравнению с подсолевым комплексом. Однако внутри самого межсолевого комплекса действует отмеченная выше зависимость. В водах же приразломных зон хлоридно-магниево-кальциевого состава резкое снижение водорастворенных углеводородов (до 42,7% на Давыдовской площади в верхнепротерозойском горизонте) вызывает резкое увеличение содержаний редких щелочных элементов (в мг/л): рубидия 23,1, цезия 1,16.

Содержания водорастворенного азота изменяется в пределах 5—18%, изредка до 53% (Давыдовская площадь). Доля биогенного азота во всех случаях составляет не менее 60%.

Водород в водорастворенных газах содержится в незначительных количествах (от следов до 6%), однако иногда встречается и до 32%.

Водорастворенный газ характеризуется повышенным содержанием гелия, количество которого увеличивается в зависимости от стратиграфической глубины. В межсолевом комплексе содержание гелия составляет 0,18—0,62%, в подсолевом 0,6—1,0%.

Органическое вещество [Припятский..., 1975]. В целом по впадине наблюдается увеличение средних значений углерода, азота фенолов от надсолевых комплексов к межсолевому, а затем некоторое снижение их в подсолевом комплексе. Средние значения иодатной окисляемости, которая показывает наличие в воде трудноокисляемых органических веществ, увеличиваются от надсолевых комплексов к подсолевому (табл. 10).

Таблица 10

Состав органического вещества подземных вод Припятской впадины, мг/л

Компоненты	Водоносные комплексы								
	надсолевой			межсолевой			подсолевой		
	$\bar{x}$	min	max	$\bar{x}$	min	max	$\bar{x}$	min	max
Органический углерод	1,18	0,4	1,99	4,5	0,65	25	4,15	0,5	15,52
Органический азот	0,121	0,04	0,33	0,279	0,067	3,31	0,222	0,026	3,25
Нелетучие фенолы	0,195	0,0	0,51	0,96	0,3	6,34	0,88	0,3	5,36
Летучие фенолы	0,75	0,09	1,25	3,42	0,09	18,26	2,72	0,0	11,37
Иодатная окисляемость	2,237	0,77	3,760	5,95	0,25	26,97	8,7	0,53	47,25

Как видно из табл. 9, 10, средние значения рубидия во всех типах вод, как и иодатная окисляемость, также растут от надсолевых комплексов к подсолевому.

По остальным показателям органического вещества отмечается следующее несоответствие: в межсолевом комплексе при увеличении (по сравнению с подсолевым) органического углерода, общего азота, фенолов наблюдается уменьшение содержаний рубидия.

Содержание таких органических веществ, как органический углерод, азот, нелетучие фенолы, в контактирующих водах увеличивается по сравнению с водами, не связанными с нефтью (табл. 11).

Таблица 11

Средний состав органического вещества подземных вод Припятской впадины в зависимости от продуктивности площадей, мг/л

Компоненты	Площади			
	непродуктивные		продуктивные	
	I	*II*	*I*	*II*
Органический углерод	2,62	2,56	5,28	3,42
Органический азот	0,168	0,2	0,299	0,238
Фенолы нелетучие	0,25	0,37	1,29	1,27

Примечание. *I* — в межсолевом комплексе, *II* — в подсолевом.

Как было показано выше (на примере Мармовичской площади), по мере приближения к водонефтяному контакту содержания рубидия также увеличиваются.

Радиоактивные элементы. Уран и радий в водах осадочного чехла Припятской впадины распределяются следующим образом [Припятский..., 1975].

Комплекс	U, г/л	Ra, г/л
Мезо-кайнозойский	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-12}$
Пермо-триасовый	$n \cdot 10^{-6}$—$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-10}$
Каменноугольный	$n \cdot 10^{-5}$—$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-11}$—$n \cdot 10^{-12}$
Межсолевой	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-10}$—$n \cdot 10^{-12}$
Подсолевой	$n \cdot 10^{-6}$—$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-9}$—$n \cdot 10^{-12}$

Содержание радия в пластовых водах северной части впадины составляет $n \cdot 10^{-10}$ г/л, причем максимальное его значение ($1{,}79 \cdot 10^{-9}$ г/л) фиксируется на Осташковичской площади. В водах южной части впадины содержание радия колеблется в пределах $n \cdot 10^{-11}$—$n \cdot 10^{-10}$ г/л. Содержание урана в подавляющем большинстве проб составляет $n \cdot 10^{-7}$ г/л.

На распределение радия в воде большое влияние оказывает температура подземных вод. Содержание его в пластовых водах зоны катагенеза (интервал 40—70° С) по всем разведочным пло-

щадям Припятской впадины на два-три порядка больше, чем в зоне гипергенеза (до 40° С). Если в зоне гипергенеза содержание радия равно $n \cdot 10^{-12}$ г/л, то в зоне метагенеза оно находится в пределах $n \cdot 10^{-10}$—$n \cdot 10^{-9}$ г/л. Содержание же урана как в зоне катагенеза, так и в зоне гипергенеза составляет $n \cdot 10^{-7}$ г/л.

Наибольший интерес представляет распределение радиоактивных элементов в водах меж- и подсолевого комплексов в связи с нефтегазоносностью. Для вод этих комплексов характерны минимальные значения урана. Ниже приводится среднее содержание в них радия, г/л.

Комплекс	Нефтеносные структуры	Пустые структуры
Межсолевой	$5{,}6 \cdot 10^{-9}$	$3{,}0 \cdot 10^{-10}$
Подсолевой	$6{,}6 \cdot 10^{-10}$	$2{,}5 \cdot 10^{-10}$

Распределение содержаний радия в водах характеризуется следующими особенностями:

1) воды продуктивных площадей обогащены радием значительно больше, чем воды непродуктивных площадей;

2) воды межсолевого комплекса нефтеносных структур, по сравнению с водами подсолевого комплекса, содержат радия на порядок больше;

3) содержание радия в водах непродуктивных площадей обоих комплексов почти одинаково и не превышает $3{,}0 \cdot 10^{-10}$ г/л.

Обогащенность радием вод межсолевого комплекса нефтеносных структур хорошо согласуется с выявленными аналогичными закономерностями для аммония, водорастворенных органических веществ, а также углеводородов и, следовательно, находится в таких же соотношениях с редкими щелочными элементами, как и эти компоненты.

Дейтерий D *и кислород* ^{18}O. В осадочной толще Припятской впадины получено свыше 40 анализов изотопного состава вод, отобранных из зон весьма затрудненного и активного водообмена [Припятский..., 1975]. Пробы подземных вод исследовались на нефтяных и «пустых» разведочных площадях. Изотопный состав кислорода и водорода определялся на масс-спектрометре МИ-1305 в Институте геохимии и физики минералов АН УССР. Точность определения ^{18}O кислорода составляет $\pm 0{,}4‰$, дейтерия $\pm 4{,}0‰$ (международный стандарт SMOW).

Концентрация ^{18}O и D в изученных пробах варьирует в широком диапазоне. Верхний предел их содержания отвечает современным океаническим водам, нижний — речным водам и атмосферным осадкам.

Подземные воды меловых, юрских и данковских отложений верхнего девона (Давыдовская площадь, Малодушинская площадь 3) характеризуются следующими концентрациями: ^{18}O 12,7—10,5; D 95—75, а поверхностные речные воды (реки Днепр и Сож) — ^{18}O 8—13,4; D 50—100. В рассолах меж- и подсолевого комплексов содержание ^{18}O колеблется от —11,9 до +4‰, D от 82 до 10‰.

До глубин 2000—2500 м и при минерализации 300 г/л концентрация ^{18}O и D в рассолах соответствует диапазону преимущественно современных поверхностных и разбавленных морских вод. На глубинах, превышающих 2500 м и при минерализации рассолов свыше 300 г/л, содержание ^{18}O и D в основном соответствует пределам морских вод. В рассолах меж- и подсолевого комплексов, находящихся в зоне весьма замедленного водообмена, содержание ^{18}O и D в большинстве случаев соответствует диапазону океанических и морских вод.

В водах, полученных на Туровской, Северо-Хойникской и Глусской площадях, содержание ^{18}O изменяется от —6,4 до —9,7‰, D — до 49‰, т. е. меньше, чем в морских водах, но больше, чем в пресных поверхностных водах данного района. Это положение объясняется палеогидрогеологическими и гидродинамическими условиями Припятской впадины. Низкое содержание изотопов в подземных водах исследуемых площадей обусловлено их расположением в западной и восточной окраинах впадины, в непосредственной близости от областей стока пресных вод в бассейны седиментации.

По высоким показателям изотопов оконтуривается средняя, наиболее закрытая часть впадины как по подсолевому, так и по межсолевому комплексам. Вместе с тем в некоторых пробах рассолов содержание ^{18}O и D меньше, чем в морских водах. Эти пробы, как правило, приурочены к площадям, скважины которых расположены в зонах крупных региональных разломов (Давыдовская, Речицкая, Восточно-Первомайская). Облегчение изотопного состава этих рассолов некоторые исследователи связывают с изменением состава рассолов. Так, по данным Фонта и Гонфиантини (1965—1966 гг.), при концентрировании воды одного из озер Западной Сахары момент резкого облегчения изотопного состава совпал с изменением состава рассолов от преимущественно натриевого до преимущественно магниевого. В упомянутых выше пробах состав воды хлоридно-магниево-кальциевый, а основное окружение — хлоридно-натриево-кальциевого состава.

При сопоставлении данных изотопного состава глубинных вод с содержаниями в них редких щелочных элементов выявляется: 1) прямая зависимость — как те, так и другие имеют высокие показатели в средней, наиболее закрытой части впадины, а в бортовых частях впадины наблюдается уменьшение содержаний тех и других; 2) обратная зависимость — разломные воды хлоридно-магниево-кальциевого состава характеризуются самыми большими концентрациями редких щелочных элементов и низкими показателями изотопного состава.

Микроэлементы. Максимальные содержания стронция в хлоридных рассолах впадины распределяются следующим образом (в мг/л): в подсолевом комплексе в магниево-кальциевых рассолах до 2592 и натриево-кальциевых до 2556; в межсолевом комплексе в натриево-кальциевых рассолах до 1890, в кальциево-натриевых до 1280 и в натриевых до 151; во внутрисолевых кальцие-

во-натриевых рассолах, приуроченных к несолевым прослоям верхней соленосной толщи, до 909. Таким образом, наиболее высокие содержания стронция выявлены в хлоридно-кальциевых рассолах подсолевого комплекса.

Во многом аналогичный характер распределения и у ряда других проанализированных нами элементов: марганца, цинка, кобальта, свинца, хрома, никеля. Наибольшие содержания этих элементов отмечаются в натриево-кальциевых рассолах подсолевого комплекса. В межсолевом комплексе в этом же типе рассолов наблюдается небольшое снижение их содержаний и резкое уменьшение концентраций происходит в кальциево-натриевых рассолах (рис. 10, см. вкладку). В отличие от описанных выше элементов, меди (по результатам наших определений) в межсолевом комплексе (до 4,3 мг/л) содержится больше, чем в подсолевом (до 1,7 мг/л).

Особенности распределения редких щелочных элементов в водах Припятской впадины. Из приведенных выше геолого-структурных и гидрогеологических условий можно сделать следующие выводы о концентрациях рубидия, цезия в водах Припятского бассейна.

1. Повышенные содержания редких щелочных элементов в вертикальном разрезе несут водоносные комплексы под- и межсолевых отложений (первые более высокие).

2. В горизонтальной плоскости аномальной является вся Центральная зона поперечной зональности прогиба с двумя мощными соленосными толщами. В северной части ее отмечены более высокие содержания. Самые высокие содержания приурочены к зоне Речицкого разлома.

3. Нарастание содержаний рубидия происходит от Западной зоны к Центральной и уменьшается от Северной к Южной.

4. Подсолевой и межсолевой водоносные комплексы Северной зоны относятся к геостатической водонапорной системе с элизионным режимом движения, где происходит отжим от погруженных к приподнятым частям, в которых и концентрируются наиболее высокие содержания рубидия.

5. Лучшими условиями для накопления рубидия в водах Припятского бассейна является термодинамическая зона (с температурами $>80^{\circ}$ С и давлениями >45 МПа), благоприятная для образования нефтегазовых и газоконденсатных залежей. В зоне же локализации и сохранения залежей нефти, характеризующейся более низкими температурами (55—70° С) и давлениями (25—35 МПа), отмечается некоторое снижение содержаний редких щелочных элементов.

6. По мере приближения к водонефтяному контакту содержания рубидия в воде увеличиваются.

7. Наибольшие содержания редких щелочных элементов отмечаются в хлоридно-магниево-кальциевом типе воды, а повышенные в хлоридно-натриево-кальциевом. Переходным типом воды от повышенных к низким содержаниям является хлоридно-

кальциево-натриевый. В хлоридно-натриевых водах обычно наблюдаются только низкие содержания лития.

8. Содержание сульфатов в пластовых водах с повышенными концентрациями редких щелочных элементов составляет приблизительно 300 мг/л, аммония — >200 мг/л.

9. Для вод хлоридно-натриево-кальциевого состава характерен преимущественно углеводородный состав водорастворенного газа (около 2/3), остальное — азотная составляющая. В водах хлоридно-магниево-кальциевого состава наблюдаются приблизительно равные количества водорастворенных азота и углерода. В водах хлоридно-кальциево-натриевого состава в водорастворенном газе преобладает азот, а в хлоридно-натриевых водах он составляет основную часть водорастворенного газа. Доля биогенного азота во всех случаях составляет 60%.

10. Для вод с повышенными концентрациями редких щелочных элементов характерно:

а) незначительное (от следов до 6%) содержание водорода в водорастворенных газах;

б) повышенное содержание гелия в водорастворенных газах (в межсолевом комплексе 0,18—0,62%, в подсолевом 0,6—1,0%);

в) водорастворенное органическое вещество содержит (в мг/л): $C_{орг}>4$, $N_{орг.общ}>0,2$, нелетучих фенолов >0,8, летучих фенолов >2;

г) содержание радия $>3\cdot10^{-10}$ г/л.

11. В межсолевом комплексе отмечаются более высокие, чем в подсолевом, содержания аммония, водорастворенного углеводорода, водорастворенных органических веществ (углерода, азота общего, летучих и нелетучих фенолов), радия, меди.

12. В подсолевом комплексе отмечаются более высокие, чем в межсолевом, содержания редких щелочных элементов, гелия в водорастворенном газе, дейтерия D и кислорода ^{18}O, водорастворенного органического вещества (иодатной окисляемости), марганца, цинка, кобальта, свинца, хрома, никеля.

Распределение микроэлементов в породах. Выше были рассмотрены закономерности накопления и распределения редких щелочных элементов в воде и их соотношение с другими растворенными компонентами, а также с нефтяными и газонефтяными залежами. Ниже дается анализ их содержаний в водовмещающих породах, соотношение с другими микроэлементами, определяющими геохимическую специализацию Припятской впадины (см. рис. 10).

Аномальные и средние содержания микроэлементов в породах впадины и других районов Белоруссии приводятся с привлечением данных В. Е. Бордона [Бордон, 1976; 1977]. Распределение редких щелочных элементов в породах охарактеризовано по данным ИМГРЭ.

Прежде всего рассмотрим распределение и накопление в осадочном чехле впадины никеля, кобальта, ванадия, марганца, титана, хрома, свинца, циркония и меди, ибо по этим микроэлемен-

там у В. Е. Бордона приведены данные средних и аномальных содержаний по всему разрезу. Что касается группы щелочных и щелочноземельных микроэлементов (рубидия, цезия и стронция), то данных по ним как у нас, так и у В. Е. Бордона недостаточно. Однако даже исходя из этих данных анализируемое далее их поведение во многом аналогично поведению группы элементов с относительно полной характеристикой.

Установлено, что бо́льшая часть микроэлементов в осадочном чехле Припятской впадины концентрируется в надсолевых отложениях, начиная от давыдовской свиты данково-лебедянских отложений верхнего девона до неогена, т. е. в зонах замедленного и активного водообмена, смешения сульфатных и гидрокарбонатных вод с хлоридными. Наиболее показательны в этом отношении медь и свинец.

Свинец. Максимальные значения средних содержаний свинца в осадочном чехле приурочены ко всем типам юрских отложений. Глины батского яруса являются региональным водоупором в Припятской впадине, за исключением ее крайней западной части, где разрез представлен песчанистыми разностями. Отложения, находящиеся под водоупором, расположены в зоне замедленного водообмена и воздействия хлоридно-сульфатных и сульфатных вод, а отложения, находящиеся над водоупором,— в зоне активного водообмена и воздействия гидрокарбонатных вод. Как только повышается роль гидрокарбонатной составляющей в водах, так сразу наблюдается резкий скачок в содержаниях свинца (в $n \cdot 10^{-3}\%$) *: в глинах 23—92, в песчаниках 25—96, в карбонатах 8. Два других максимума отмечаются в глинах пинской свиты верхнего протерозоя (13) и в песчаниках данково-лебединских отложений (2,9). Там, где водоупор выклинивается, наблюдается повышение содержаний свинца также в пограничной зоне (песчаники триаса до 10).

Медь. Наибольшие значения средних содержаний меди по всем типам пород выявлены в надсолевой части данково-лебедянских отложений верхнего девона (песчаники 7,8, глины 4,2, карбонаты 2,2). Это самая глубокая зона смешения хлоридных вод с сульфатными. В зоне замедленного водообмена и появления сульфатного типа вод наблюдается относительное снижение средних содержаний меди, но тем не менее они остаются повышенными по отношению к другим частям гидрогеологического разреза. Наиболее обогащены медью в этой зоне отложения московского яруса верхнего карбона, нижней перми и триаса (песчаники до 2,2, глины до 3, карбонаты до 2,5).

К этой же зоне приурочены наиболее высокие средние содержания никеля, ванадия и хрома (отложения верхнего карбона и нижней перми), а также марганца (верхний карбон — нижний триас, в карбонатных частях разреза).

---

* Для всех микроэлементов кроме редкощелочных.

По всей надсолевой части разреза до харьковской свиты палеогена в песчанистых и глинистых разностях отмечаются повышенные содержания титана.

Для циркония характерно повышение средних значений в самых нижних частях осадочного чехла (в глинах пинской свиты протерозоя до 120, в песчаниках пашийско-кыновского горизонта девона до 100) и в самых верхних частях среднего палеогена (песчаники 80, глины 94, карбонаты 54).

У кобальта выделяется один максимум — в отложениях верхнего мела (глины и песчаники 1, карбонаты 2). Особенно богаты им сеноманские фосфориты (30). В основном для кобальта характерны нулевые значения по всему разрезу.

Рассмотренные максимумы средних значений микроэлементов в надсолевых отложениях проявляются, таким образом, во всем выделенном интервале разреза и во всех разностях пород. Наиболее высокие средние значения никеля (до 14), титана (до 790), циркония (до 120) и меди (до 12) отмечаются только в небольших глинистых прослоях пинской свиты верхнего протерозоя. Еще более точечный характер распределения имеют максимальные средние значения хрома (до 30) и кобальта (до 6) в ультраосновных породах и ванадия (до 21) в щелочных разностях вулканогенных пород верхнего девона. Небольшое повышение средних значений этих микроэлементов отмечается в под- и межсолевых отложениях девона.

Таким образом, рассматриваемые микроэлементы образуют в породах осадочного чехла три типа аномалий.

I. Аномальные содержания в нижних горизонтах осадочного чехла Припятской впадины обусловлены в основном механической миграцией элементов на соответствующих этапах гипергенеза. Накопление микроэлементов происходило здесь в процессе образования кор выветривания. Элементы (цирконий и др.), входящие в природных условиях в состав устойчивых минералов, переносились на большие расстояния и концентрировались при благоприятных условиях в результате многократного обогащения продуктов разрушения горных пород. В песках и песчаниках устойчивые минералы образовывали россыпи, а в глинах накапливались в виде мельчайших пелитовых частиц. Глины могут обогащаться микроэлементами и за счет вновь образующихся при выветривании глинистых минералов.

Добавочным источником концентрирования микроэлементов в породах могли быть глубинные факторы (поступление этих микроэлементов в периоды тектоно-магматической активизации Припятской впадины) и разнообразные процессы сорбций их глинистыми минералами гидроокислами железа, марганца, алюминия, органическими веществами.

Описанный тип аномалий наиболее характерен для ванадия, титана, циркония, никеля, свинца и меди, образовавшихся в глинистых отложениях пинской свиты верхнего протерозоя и в подсолевой терригенной толще девона.

II. Надсолевые аномалии микроэлементов обусловлены в основном осаждением последних из глубоких хлоридных вод под- и межсолевых водоносных комплексов при их смешении с сульфатными и гидрокарбонатными водами. Смешение вод происходит в зонах выклинивания меж- и подсолевой толщ, их относительного близповерхностного залегания, а также на участках высокоамплитудных региональных разломов субширотного и субмеридионального направлений, о которых говорилось выше.

Осаждение элементов происходит в среде, в которой создаются условия для образования труднорастворимых соединений, путем сорбции положительно заряженных ионов отрицательно заряженными коллоидальными и другими системами. Так, резкое повышение средних значений свинца в юрских отложениях впадины скорее всего является следствием образования труднорастворимых гидроокисей и карбонатных соединений свинца в водах этих отложений [Г. А. Голева, 1977].

Осажденный материал распределяется по всей массе породы. Им обогащаются глины, песчаники, карбонаты. Причем наибольшие значения никеля, ванадия, титана, хрома, меди, свинца, циркония отмечаются в глинах, а титана, свинца и циркония — еще и в песчаниках; марганца и кобальта — в карбонатах.

Дополнительным источником накопления микроэлементов являлись также процессы разрушения пород, их сортировка в результате переноса.

III. Повышенные содержания микроэлементов в самых верхних частях разреза осадочного чехла (палеоген-неогеновые отложения) являются следствием механической миграции элементов и химического осаждения, т. е. это — аномалии смешанного типа. Ведущую роль здесь играет процесс накопления элементов, описанный в I типе аномалий.

Рассмотрим теперь поведение в разрезе редких щелочных элементов и стронция. К сожалению, по ним не имеется достаточного количества данных, чтобы вычислить средние содержания элементов по каждой возрастной группе отложений осадочного чехла. Поэтому будем оперировать относительно аномальными содержаниями.

У рассматриваемых элементов отмечаются два аномальных максимума в разрезе: в под- и надсолевой толщах (табл. 12).

В глинистой составляющей подсолевого комплекса, по данным В. Е. Бордона [1977], минимально-аномальные содержания рубидия составляют 210 г/т, а в карбонатных отложениях этого комплекса 320 г/т.

Некоторое повышение содержаний цезия до 8 г/т и рубидия до 110 г/т наблюдается в глинистой составляющей внутрисолевых отложений (см. рис. 10).

В надсолевой части разреза (данково-лебедянские и карбоновые отложения), по нашим данным, содержание рубидия в глинистой составляющей пород увеличивается до 110 г/т. По данным В. Е. Бордона [1977], в карбонатных отложениях верхней юры

Таблица 12

Распределение рубидия, цезия, стронция в осадочном чехле Белоруссии [Бордон, 1977]

Возраст	Порода	Минимально-аномальное содержание, г/т		
		рубидий	цезий	стронций
K_2	Карбонаты	—	—	1240
	Глины	—	—	77
$K_1 + K_2$	Песчаники	79	—	18
J_3	Карбонаты	140	—	1130
	Глины	90	—	120
	Песчаники	40	—	550
J_2	Песчаники	—	—	250
T	Глины	135	9,5	—
	Песчаники	—	—	—
C	Глины	84	—	—
	Песчаники	—	—	—
D_3	Соли	37	—	—
	Карбонаты	177	—	400
	Глины	207	—	374
	Песчаники	80	—	1300
D_2	Карбонаты	320	8	154
	Глины	210	—	430
	Песчаники	84	—	99
PRpn	Песчаники	—	—	280

отмечается повышение минимально-аномальных значений рубидия до 140 г/т (см. табл. 12).

Поведение редких щелочных элементов в надсолевой толще в зоне активного водообмена и воздействия гидрокарбонатной составляющей вод сходно с поведением свинца в тех же отложениях. Содержание рубидия в песчаниках, карбонатах, глинах в верхней юры в два раза меньше, чем в тех же породах среднего девона.

Для редких щелочных элементов характерной особенностью является обогащение измененных разностей пород (табл. 13). Именно этим ведущим фактором объясняется повышение содержаний редких щелочных элементов в подсолевом комплексе пород.

Таблица 13

Распределение рубидия и цезия в измененных и неизмененных разностях пород Припятской впадины

Порода	Пределы содержаний элементов (среднее), г/т	
	рубидий	цезий
Гнейсы	81—153 (116)	5—16 (8)
То же, разлинзованные	226—286 (246)	12—30 (20)
„ гранитизированные	101—305 (195)	7—20 (10)
Диориты	64—76 (70)	5—10 (7)
То же, ожелезненные	143	8
Песчаники:		
верхнего протерозоя	50	—
среднего девона	120—130 (125)	—
интенсивно измененные хлоритизированные среднего девона	140—220 (190)	5—7 (5)
Доломиты пиритизированные битуминизированные воронежского горизонта верхнего девона	80	7
Доломиты и известняки евлановско-ливенского горизонта верхнего девона	20—50 (40)	—

Отмечается резкое повышение содержаний редких щелочных элементов в породах фундамента приразломных зон (табл. 14). Все эти площади с аномальными содержаниями редких щелочных элементов в породах фундамента приурочены к зоне субширотного высокоамплитудного Речицкого разлома.

Если рассматривать распределение редких щелочных элементов в породах фундамента в горизонтальной плоскости, то, как и в водах, наблюдается наибольшее обогащение этими элементами Северной тектонической зоны впадины (табл. 15).

Таблица 14

Распределение содержаний редких щелочных элементов в породах фундамента Припятской впадины, г/т

Порода	Приразломная зона			Среднее по впадине	
	Площадь	рубидий	цезий	рубидий	цезий
Амфиболиты	Давыдовская, Вишанская	219	21	56	7
Диориты	Давыдовская	127	24	70	7
Биотитовые гнейсы	Сосновская	440	20	176	10
Силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы	„	190	24	118	8
Биотитовые плагиогнейсы	Давыдовская	216	16	89	9
Сиениты	Вишанская	129	17	80	8

Таблица 15

Распределение концентраций редких щелочных элементов в породах фундамента по тектоническим зонам Припятской впадины, г/т

Зона	Порода	Рубидий	Цезий
Северная	Амфиболиты	219	21
Центральная+ +Южная	„	56	7
Северная	Биотитовые гнейсы	244	13
Центральная	То же	117	8
Южная	„ „	110	7

По наблюдениям, проведенным В. Е. Бордоном и др. [1974] на Старобинском месторождении калийных солей, отмечается увеличение содержаний рубидия в глинах приразломных зон до $11{,}3 \cdot 10^{-3}\%$. По мере удаления от разлома концентрация в глинах падает. Содержания рубидия в глинах приразломной зоны резко увеличены по отношению к их среднему содержанию в глинах осадочного чехла Белоруссии (до $0{,}6 \cdot 10^{-3}\%$).

Характер распределения редких щелочных элементов по литологическим разностям пород верхнего девона изучался в разрезах площадей Малынской, Вишанской, Давыдовской, Шатилковской и Бобровичской (табл. 16).

Таблица 16

Концентрации редких щелочных металлов в различных литологических разностях верхнего девона Припятской впадины, г/т

Порода	Число проб	Рубидий		Цезий	
		пределы	среднее	пределы	среднее
Глины	39	10—120	60	5—11	4
Песчаники	23	10—120	50	5—15	4
Карбонаты	44	10—150	30	5—12	5
Галиты	9	10—60	20	—	—

Приведенные данные показывают, что в верхнедевонских отложениях наибольшие значения средних содержаний рубидия приурочены к глинистым отложениям, хотя аномальные значения отмечены также в карбонатных отложениях. Наименьшее количество редких щелочных металлов содержится в галите.

В результате опробования образцов из трех горизонтов сильвинитов Старобинского месторождения были выявлены концентрации редких щелочных металлов (табл. 17).

Если сравнить их с данными, приведенными выше для галитов Припятской впадины (см. табл. 16), то в сильвинитах содержание рубидия приблизительно такое же. Эта же закономерность подтверждается данными Л. Б. Зубкова и М. Я. Крыловой (1961 г.) для средних содержаний рубидия в солях Старобинского месторождения (табл. 18).

Таблица 17

Содержание рубидия в сильвинитах Старобинского месторождения, г/т

Горизонт	Число проб	Пределы содержаний	Среднее	Число проб с обнаруженным содержанием
III	26	10—60	25	14
II	19	10	—	1
I	14	—	—	—
0	22	—	—	—
Общее	81	10—60	24	15

Таблица 18

Содержание окислов редких щелочных элементов в солях Старобинского месторождения, %

Соли	Rb_2O	Cs_2O
Калийная	0,003	0,003
Каменная	0,003	0,0025
Карналлит	0,009	0,003

Как видим из табл. 18, карналлиты несут самые высокие содержания рубидия. Причем максимум содержания (0,009%) приурочен к карналлитам нижнего калийного горизонта. Эти же авторы подчеркивают, что минимальные содержания рубидия приходятся на соли и породы среднего горизонта, а максимальные — на верхний и главным образом на нижний горизонты. По нашим данным (см. табл. 17), максимальное повышение концентрации рубидия отмечается в нижнем калийном горизонте. Цезий нигде не обнаружен. Эта особенность распределения редких щелочных металлов отмечается и в разрезе всей Припятской впадины (см. табл. 12). Здесь, как и на Старобинском месторождении, наиболее обогащаются рубидием самые нижние и самые верхние горизонты.

Л. В. Зубков, М. Я. Крылова и другие исследователи подчеркивают, что аномальные содержания редких щелочных металлов в солях в основном связаны с нерастворимой их частью, т. е. с глинистым материалом. Те же авторы приводят содержания рубидия во вмещающих породах соленосной и подстилающей глинисто-мергелистой толщ Старобинского месторождения (табл. 19).

Здесь, как и в верхнедевонских отложениях Припятской впадины (см. табл. 16), максимальные содержания рубидия приурочены к глинистой составляющей. По мере уменьшения ее содержания понижаются и концентрации редких щелочных металлов.

Стронций. Повышенные средние содержания стронция в карбонатных и глинистых отложениях ($22 \cdot 10^{-3}$%) приурочены к началу формирования сульфатно-карбонатной формации (саргаевский, воронежский и задонский горизонты верхнего девона), а

наиболее высокие в карбонатных и песчанистых отложениях ($26 \cdot 10^{-3}$%) — к границе перехода сульфатно-карбонатной формации в соленосную (евлановский и ливенский горизонты верхнего девона). Причем на границе с первой соленосной толщей стронций осаждается в максимальном количестве (см. рис. 10). Второй максимум отмечается в надсолевых отложениях (карбонатные разности) верхней юры и верхнего мела. Если рассматривать минимально-аномальные значения (см. табл. 12), то наибольшие содержания стронция в подсолевых верхнедевонских отложениях приурочены к песчанистым разностям ($130 \cdot 10^{-3}$%), а в надсолевых — к карбонатным ($124 \cdot 10^{-3}$%). Таким образом, здесь, как и для редких щелочных элементов, наблюдается обогащение карбонатных разностей в надсолевых отложениях зоны активного водообмена.

Таблица 19

Содержание окислов рубидия во вмещающих породах Старобинского месторождения, %

Породы-прослойки	Rb_2O	
	среднее	max
Мергелистые	0,008	0,02
Глинистые	0,01	0,025
Доломитовые	0,006	0,01

Из вулканогенных пород верхнего девона наиболее обогащены стронцием щелочные разности ($98 \cdot 10^{-3}$%) и близкие к ним по значениям средние ($94 \cdot 10^{-3}$%). В породах фундамента наибольшие концентрации стронция отмечены в средних разностях ($29 \cdot 10^{-3}$%).

Особенности распределения редких щелочных элементов в породах Припятской впадины. Из рассмотренного выше поведения редких щелочных элементов в разрезе Припятской впадины можно сделать следующие выводы об их концентрациях.

1. В вертикальном разрезе наиболее обогащены редкими щелочными элементами породы подсолевого терригенного (хлоридных вод весьма замедленного водообмена) и надсолевого (зона гидрокарбонатных вод активного водообмена) комплексов.

2. В горизонтальной плоскости по результатам опробования пород фундамента повышенные содержания редких щелочных элементов отмечаются в Северной зоне впадины. Самые высокие содержания приурочены к зоне Речицкого разлома.

3. Основное увеличение концентраций редких щелочных элементов связано с измененными разностями пород.

4. В подсолевом карбонатном комплексе верхнего девона наибольшие средние значения рубидия отмечены в глинистых разностях.

5. В солях повышенные содержания рубидия приурочены к карналлитам.

6. В породах фундамента наиболее обогащены редкими щелочными элементами биотитовые гнейсы и амфиболиты.

7. Если рассматривать в вертикальном разрезе впадины соотношение редких щелочных элементов с другими микрокомпонен-

тами, то повышенные средние значения как тех, так и других распределятся следующим образом: максимумы редких щелочных элементов в осадочном чехле впадины подстилают и перекрывают максимумы меди, никеля и ванадия (табл. 20).

Таблица 20

Соотношение повышенных средних значений микроэлементов в вертикальном разрезе Припятской впадины

Комплекс	Толща	Гидрогеологические зоны	Возраст	Элементы
Надсолевой		Гидрокарбонатных вод	P—N	V, Zr, Cr
			I_3—K_2	Rb, Sr, Pb, Ti, Co
		Сульфатных вод	P с D_3dn—lb	Cu, Ni, V, Mn, Cr
Подсолевой	Карбонатная	Хлоридных вод	D_3	Rb, Cs, Sr
			D_3p—kn D_2	Rb, Cs, Zr
	Терригенная		PR_3pn	Cu, Ni, V, Pb, Ti, Zr

Прикаспийская синеклиза и Волго-Уральская антеклиза

Весь регион характеризуется отсутствием (при нашей чувствительности анализа) цезия в подземных водах любого состава на данном этапе исследований. Самые высокие содержания рубидия (14 мг/л) обнаружены в сверхкрепких (370 г/л) хлоридно-магниевых рассолах Северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (рис. 11). Эта зона характеризуется наиболее длительным тектоническим развитием. В докембрийском фундаменте этой части впадины прослежена зона разломов. В палеозойский этап развития здесь сформировался прибортовой подсолевой уступ, северо-западная часть которого представлена Волгоградско-Жадовской флексурой. В плиоцен-четвертичное время здесь отмечалась повышенная тектоническая активность солянокупольных структур [Основные черты..., 1967]. Сами рассолы приурочены к внутрисолевым отложениям кунгурского и казанского ярусов перми. В подсолевых хлоридно-натриево-кальциевых рассолах описываемой зоны содержания снижаются, но остаются относительно высокими: рубидия 3,8 мг/л при минерализации, равной приблизительно 250 г/л (см. табл. 3).

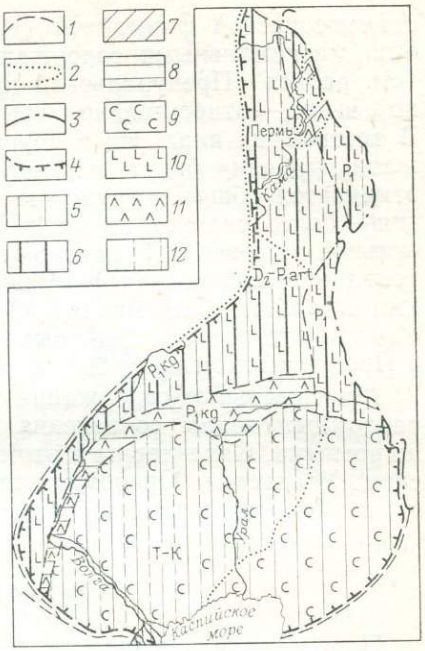


Рис. 11. Схематическая карта распространения рубидия и цезия в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих к ней областей. Составила М. В. Торикова.

1 — границы структур и индекс охарактеризованной водоносной толщи; *2* — границы различных концентраций рубидия и цезия в пределах структур; *3* — граница Уральской горно-складчатой области; *4* — линия подземного выклинивания гидрохимических осадков кунгура. *Распространение подземных вод с содержанием* (в мг/л): *5* — рубидия<1,5; *6* — рубидия>1,5, но<3; *7* — рубидия>3, цезия до 0,5; *8* — рубидия>3, но<15. *Типы хлоридных вод:* *9* — натриевые; *10* — натриево-кальциевые; *11* — магниевые; *12* — зоны с предполагаемыми содержаниями элементов и типами вод

По юго-западному и юго-восточному обрамлениям впадины вскрыты только надсолевые отложения с хлоридно-натриевыми рассолами, в которых нет повышенных содержаний редких щелочных элементов.

Обширная группа Северо-Эмбенских и Южно-Эмбенских месторождений нефти выбрасывает огромное количество попутных рассолов (скважины Северо-Эмбенской группы месторождений — Искине, Макат, Доссор — почти полностью обводнены). Однако содержания рубидия даже в относительно сконцентрированных сорах промыслов не превышают 1,6 мг/л.

К западу и северу от Прикаспийской синеклизы и далее по восточной окраине Волго-Уральской антеклизы в пределах контура распространения кунгурских отложений (см. рис. 11) вскрыты рассолы хлоридно-натриево-кальциевого состава с содержанием рубидия до 4 мг/л. Западнее контура распространения кунгурских отложений (последний в основном совпадает с зоной меридионального глубинного Главного Удмуртского разлома), исходя из геолого-структурного анализа, который приводится ниже, можно ожидать слабоповышенные содержания редких щелочных элементов. По отличительным фациальным признакам всю восточную окраину Русской платформы можно разбить на три крупные зоны меридионального простирания: 1) Восточная (Предуральский прогиб) с соляно-гипсовой формацией (P_1kg); 2) Срединная (между Предуральским и Удмуртским глубинными разломами) с гипсоносной формацией (P_1kg); 3) Западная с глини-

сто-гипсоносной формацией (P_1art). Первая из них характеризуется максимальными содержаниями редких щелочных элементов (см. раздел «Предуральский прогиб»), вторая, как было показано выше,— относительно высокими содержаниями рубидия. В третьей, по аналогии с другими изученными регионами, содержания рубидия будут >1,5 мг/л, но <3 мг/л. Внутри этих зон отмечается общее погружение от широты Кара-Таусского поднятия — более сильное на юг к Прикаспийской синеклизе и менее сильное на север к Тиманскому Кряжу. На севере Западной зоны появляется соленосная формация с солянокупольными дислокациями в районе Сыктывкара. Здесь можно ожидать повышенные содержания редких щелочных элементов, подобных содержаниям в Предуральском прогибе.

Максимальные содержания в каждой зоне приурочены к приразломным зонам сочленения меридиональных разломов с субширотными. Характерны в этом отношении структуры (Красноярская, Уральская, Оренбургская) в зоне сочленения западного борта Предуральского прогиба и северного борта Прикаспийской синеклизы.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Повышенные содержания редких щелочных элементов в подземных водах Туранской плиты обнаружены в зоне ее эвгеосинклинального развития [Суворов, 1973]. Эту зону с севера ограничивают разломы: Северо-Мангышлакский, Центрально-Устюртский, Ташаузский и Предкызылкумский, составляющие крупнейшую Мангышлак-Южно-Тяньшанскую дизъюнктивную зону (рис. 12). На юге она примыкает непосредственно к области альпийской складчатости, будучи отделена от нее Северо-Балханским, Предкопетдагским и Восточно-Предгиссарским разломами.

В наиболее погруженной юго-восточной части зоны отмечаются максимальные содержания редких щелочных элементов. Эта часть охватывает Бухаро-Хивинскую зону ступеней: Бухарскую, Чарджоускую, Амударьинскую и Мургабскую впадины (рис. 13). Это в основном сегмент Г, отделенный Теджен-Питнякским разломом. В пределах этой зоны самые высокие содержания редких щелочных элементов приурочены к над- и приразломным структурам. В платформенном чехле это — валы и антиклинальные цепи, развивающиеся над опусканиями в фундаменте. Таковыми являются Байрамалийский вал над Мургабским разломом, Восточно-Унгузский вал над Теджен-Питнякским разломом, Репетек-Келифская «навешенная» антиклинальная цепь над одноименным разломом (восточная часть Южно-Туркменского разлома), Денгизкульский вал в Приамударьинской разломной зоне. Все перечисленные выше разломы заложились в доплатформенную стадию. По данным сейсмологии разломы наблюдаются в земной коре до поверхности Мохоровичича, а Репетек-Келифский разлом — до подкорового слоя. Последний смещает базальтовый слой и по-

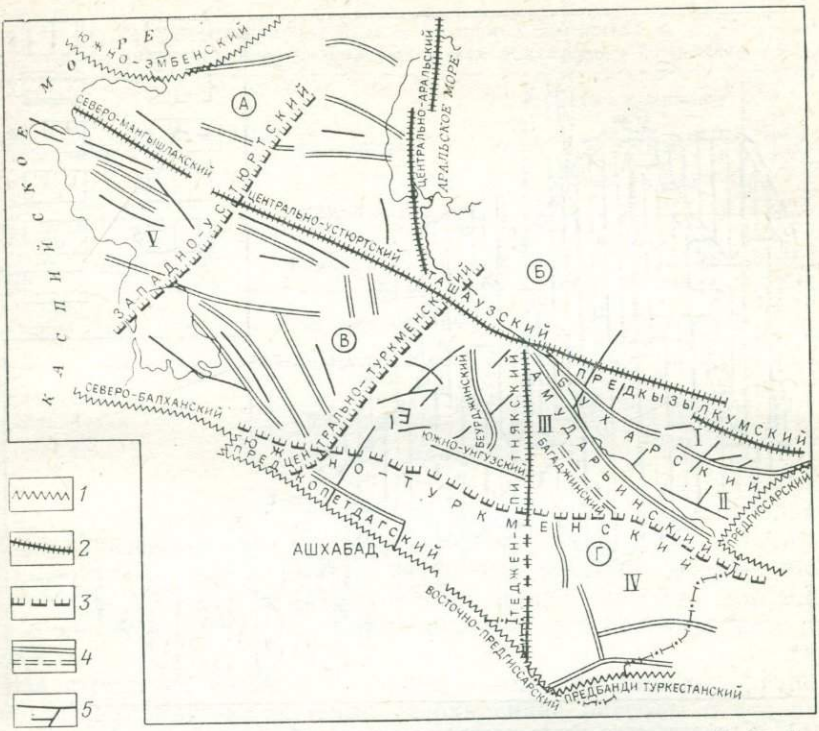


Рис. 12. Схема разломов Туранской плиты [По Р. И. Быкову и В. П. Гаврилову, 1969 г.].

1 — краевые швы; *2—5* — разломы (*2* — сегментальные, *3* — надсегментальные, *4* — внутрисегментальные разделяющие, *5* — внутрисегментальные дробящие). *Сегменты Туранской плиты:* А — Северо-Устюртский; Б — Кызылкумский; В — Мангышлакско-Каракумский; Г — Мургабский. *Внутрисегментальные структуры:* I — Бухарская ступень; II — Чарджоуская ступень; III — Амударьинская ступень; IV — Мургабская впадина; V — Южно-Мангышлакский прогиб

верхность Мохоровичича по вертикали на 3—4 км. В магнитном поле разломы выделяются по линейно вытянутым интенсивным положительным аномалиям, отвечающим интрузивно-эффузивному комплексу пород основного или ультраосновного состава.

Сама зона максимальных содержаний редких щелочных элементов ограничена контуром распространения соленосных отложений. В вертикальном разрезе зоны высокие содержания (см. табл. 3) описываемых элементов приурочены к водам подсолевых отложений (нижняя, средняя юра и часть верхней юры), а наиболее высокие — к внутрисолевым (киммеридж-титонский ярус верхней юры — гаурдакская свита).

На распределение редких щелочных элементов в подземных водах оказывает влияние наличие в разрезах соленосных и гипсоносных формаций. На этапах формирования эти формации являются «фиксаторами» привноса. На последующих этапах все, что продолжает поступать по активизированным зонам, задерживается ими в том случае, если целостность самой формации не

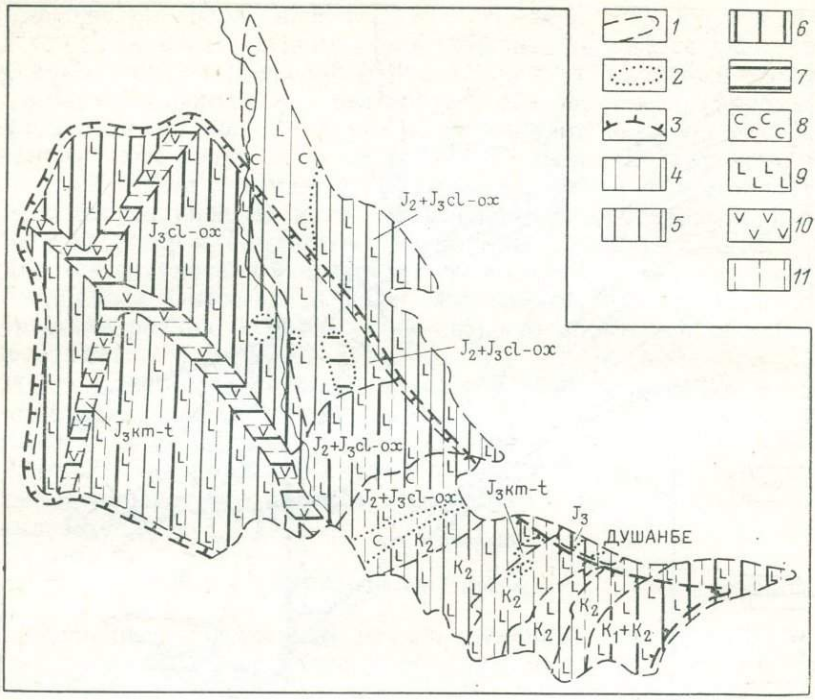


Рис. 13. Схематическая карта распространения рубидия в подземных водах Туранской плиты, юго-западных отрогов Гиссара и Афгано-Таджикской впадины. Составили М. В. Торикова и И. А. Кубанцев.

1 — границы структур и индекс охарактеризованной водоносной толщи; *2* — границы различных концентраций рубидия в пределах структуры; *3* — линия выклинивания соляно-гипсово-ангидритовой формации верхней юры. *Распространение подземных вод с содержанием рубидия* (в мг/л): *4* — <1,5; *5* — >1,5, но <3; *6* — >3, но<10; *7* — >10, но<50. *Типы хлоридных вод: 8* — натриевые; *9* — натриево-кальциевые; *10* — кальциевые; *11* — зоны с предполагаемыми содержаниями рубидия и типами вод

нарушена. В противном случае разгружается то, чем обладает сама формация и то, что поступает вновь. Последнее разбирается на примере Афгано-Таджикской впадины.

Любое качественное и количественное изменение соляно-гипсовой формации влечет за собой изменение содержаний редких щелочных элементов. Так, на Бухарской ступени гаурдакская свита, как правило, развита лишь в прогибах. Мощность ее здесь колеблется от 0 до 35 м, а на поднятиях Чарджоуской ступени — от 70 до 600 м. К юго-западу от Чарджоуской ступени мощность свиты увеличивается до 1000 м и более.

На Бухарской ступени гаурдакская свита из соленосной становится преимущественно гипсоносной. Далее к северо-западу в направлении Южно-Мангышлакского прогиба и в его пределах свита приобретает в основном глинистый характер. Содержания редких щелочных элементов в подземных водах этих зон приведены в табл. 21.

Таблица 21

Распределение редких щелочных элементов в хлоридно-натриево-кальциевых водах подсолевого комплекса

Зона	Фация	Среднее содержание, мг/л		Минерализация, г/л
		рубидий	цезий	
Южно-Мангышлакская	Глинистая	2,6	0,16	132
Бухарская	Гипсоносная	1,85	0,34	70,3
Чарджоуская Амударьинская Мургабская	Соляно-гипсовая	3,6	0,45	158

В гидрохимическом отношении повышенные и максимальные содержания редких щелочных элементов связаны с хлоридно-натрово-кальциевым составом метановых рассолов. Самые высокие содержания для рубидия и цезия приурочены к хлоридно-кальциевым, а лития — к хлоридно-магниевым сверхкрепким рассолам.

На структуре Южная Иолотань в зоне Мургабского разлома вскрыты хлоридно-кальциевые сверхкрепкие рассолы с содержаниями рубидия 50 мг/л, цезия 3 мг/л и хлоридно-магниевые с содержаниями рубидия 2,09 мг/л, цезия 0,57 мг/л.

Пониженные содержания в надсолевых отложениях характерны для хлоридно-натриевых и хлоридно-сульфатно-натриевых слабых рассолов. Присутствие хлоридно-натриевых рассолов в подсолевых горизонтах, а хлоридно-натриево-кальциевых — в надсолевых свидетельствует либо о гидравлической локальной связи над- и подсолевых горизонтов, либо о разбавлении пластовых вод техническими буровыми растворами.

Эпиплатформенные орогенические области Туранской плиты

К постплатформенным орогеническим областям Туранской плиты относятся мегантиклинлаь юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Афгано-Таджикская впадина. Сравнительный анализ темпа прогибания [Лебзин, 1971] различных участков Туранской плиты в мезозойское и кайнозойское время показывает, что мезозойский и палеогеновый этапы развития всех регионов имели примерно одинаковый порядок темпа прогибания (табл. 22).

Отмечается, что тектоническая активность и скорость прогибания Афгано-Таджикской впадины в этот отрезок времени были несколько выше, чем у смежных регионов. Неогеновый и антропо-

Таблица 22

Характеристика интенсивности прогибания Туранской плиты

Регион	Скорость накопления осадков (в м за 1 млн. лет) на различных этапах развития				
	юрский	нижнемеловой	верхнемеловой	палеогеновый	неоген-антропогеновый
Амударьинская впадина	32,7	26,8	31,5	9,0	26,9
Мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта	34,4	35,9	31,6	13,6	203,8
Афгано-Таджикская впадина	Нет данных	34,4	36,8	26,8	269,2

геновый этапы развития территории характеризуются резким усилением тектонической подвижности. Последнее с наивысшей силой проявилось в Афгано-Таджикской впадине и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в которых, начиная с неогена, наступил новый геотектонический режим — постплатформенный орогенический.

Основные закономерности распределения редких щелочных элементов в пластовых водах мезо-кайнозойских отложений, постплатформенных орогенических областей обусловлены в основном неоген-антропогеновыми дислокациями.

Анализ геолого-формационной карты и формационных профилей Афгано-Таджикской впадины [Меламед, 1971] приводит к выводу о том, что в пределах рассматриваемой области совершенно отчетливо обособляются два района, резко отличающихся по характеру вертикальных рядов формаций. Один из этих районов охватывает восточную и южную периферию Афгано-Таджикской впадины, а другой — остальную ее часть. Граница между ними примерно совпадает с западной границей Кулябской мегасинклинали, затем на юге в низовьях р. Кызылсу довольно круто поворачивает на запад и проходит на территории Северного Афганистана несколько южнее русла р. Пяндж (приток Амударьи). Эта граница совпадает с зонами Вахшского и Репетек-Келифского разломов (рис. 14).

Таким образом, даже беглое сравнение формационных колонок описываемой области приводит к выводу, что заведомо платформенные формации, проникающие в так называемый Окраинно-Туранский район впадины с запада, сменяются на юго-востоке формациями, характерными для подвижных областей. Саму Кулябскую мегасинклиналь (Восточную зону) можно рассматривать как прогиб окраины Туранской платформы перед складчатыми сооружениями Северного Памира и Гиндукуша [Меламед, 1971]. Зона Вахш-Кафирниганской мегантиклинали представляет

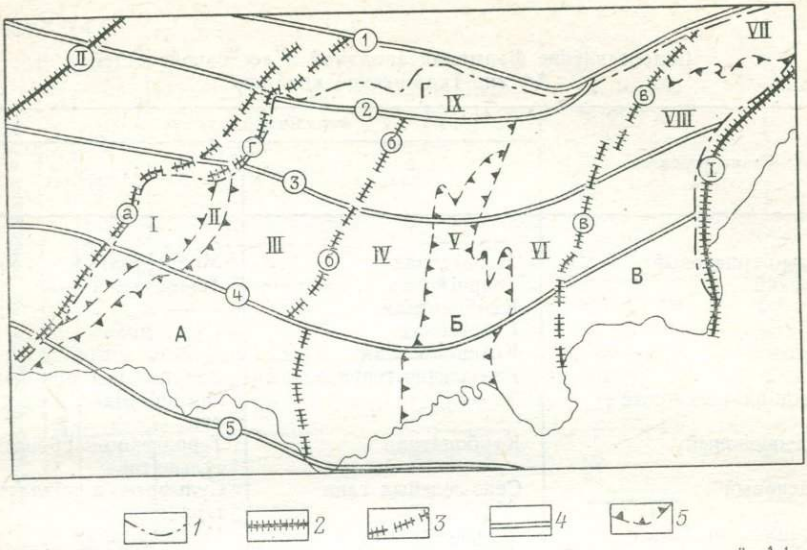


Рис. 14. Схема тектонического строения мезо-кайнозойских отложений Афгано-Таджикской впадины [Лебзин, 1971].

1 — контур Афгано-Таджикской впадины; *2* — главнейшие поперечные («антитяньшанские») глубинные разломы, разграничивающие различные геотектонические области (римские цифры в кружке): I — Дарваз-Каракульский, II — Северный краевой глубинный разлом Тянь-Шаня; *3* — основные поперечные («антитяньшанские») разломы, разграничивающие крупные (первого порядка) тектонические элементы внутри геотектонических областей: *а* — Кугитанг-Байсунский; *б* — Западно-Бабатагский; *в* — Кызылсуйский; *г* — Сурханский; *4* — глубинные, большой протяженности, пароградные разломы герцинского заложения: (*1* — Гиссаро-Кокшальский, *2* — Бухаро-Илякский; *3* — Денауский, *4* — Сайроб-Акбашский, *5* — Амударьинский); *5* — контуры геоструктурных элементов второго порядка. *Геоструктурные элементы первого порядка:* *А* — Сурханская мегасинклиналь; *Б* — Вахш-Кафирниганская мегасинклиналь; *В* — Кулябская мегасинклиналь; *Г* — Южно-Гиссарская ступень. *Геоструктурные элементы второго порядка:* I — Байсунский прогиб; II — Келиф-Сарыкамышская тектоническая гряда; III — Сурханский прогиб; IV — Кафириганская зона поднятий; V — Вахшский прогиб; VI — Обигармская зона поднятий; VII — Обихингоуская зона поднятий; VIII — Яхсуйский прогиб; IX — Душанбинский прогиб

переходную зону, на которой сосуществуют краевые части формаций Туранской плиты и формации Кулябской зоны (табл. 23).

Исходя из формационного анализа и степени неоген-антропогеновых дислокаций в Афгано-Таджикской впадине выделяются зоны, приведенные в табл. 24.

Из табл. 25 видно, что средние содержания редких щелочных элементов в водах каждой зоны находятся в прямой зависимости от степени активности и числа соленосных и гипсоносных формаций.

Если рассматривать локальные структуры в пределах каждой из выделенных зон, то основными факторами, влияющими на распределение редких щелочных элементов в этих структурах, будут следующие:

1) наличие очагов разгрузки внутрисолевых вод соляно-гипсовой толщи верхней юры (гаурдакская свита);

2) степень открытости — закрытости структуры;

3) близость к активизированным зонам разломов (особенно к их пересечениям).

Таблица 23

Сопоставление формаций западной и восточной частей Афгано-Таджикской впадины

Этапы развития	Формации (снизу вверх)	
	западная	восточная
Пермо-триасовый	Молассовая	Молассовая
Юрский	Терригенная	Терригенная
	Карбонатная	—
	Галогенная	Галогенная
Меловой	Красноцветная	Красноцветная
	Ракушечно-терригенная	Ракушечно-терригенная
Сенон-палеоценовый	—	Органогенных известняков
Палеоценовый	Карбонатная	Терригенно-карбонатно-сульфатная
Эоценовый	Серо-зеленых глин	Сульфатно-карбонатно-терригенная
Эоцен-плиоценовый верхний плиоцен — антропоген	Молассовидная	Молассоидная

Таблица 24

Характеристика тектонической активности основных структурных зон

Зона	Наличие соленосных и гипсоносных формаций (возраст)	Степень неоген-антропогеновой активности
Кулябская	Соляно-гипсовая (I_3), гипсоносная (P_1)	Сильная (до соляного тектогенеза)
Южно-Гиссарская (Душанбинский прогиб)	Нет	Менее сильная
Вахш-Кафирниганская	Соляно-гипсовая (I_3), немного гипсоносной (P_1)	Средняя
Сурханская	Соляно-гипсовая (I_3)	Относительно слабая

Южно-Гиссарская зона (Душанбинский прогиб). Здесь в зоне Гиссаро-Кокшальского разлома (Явроз) фонтанирует скважина углекислой водой хлоридно-натрово-кальциевого состава, в которой обнаружены следующие содержания редких щелочных элементов (в мг/л): рубидия 0,24, цезия 0,35 (при минерализации 1 г/л). При небольших содержаниях, но очень малой минерализации наблюдаются очень высокие показатели накопления *: для рубидия 24, для цезия 35.

* $\frac{x \cdot 10^5}{M}$, где x содержание элемента; M — минерализация.

Таблица 25

Распределение редких щелочных элементов в пластовых (Cl-Na-Ca) водах Афгано-Таджикской впадины, мг/л

Площадь	Возраст (глубина, км)	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Рубидий				Цезий			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{min}{max}$	$\bar{x}$	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{min}{max}$	$\bar{x}$
Южно-Гиссарская ступень											
Шаамбары, Комсомольская, Андыген	$\frac{J_3 - K_1}{(1,2-2,8)}$	114	$\frac{Cl\ 95-100}{Na\ 55-82,\ Ca\ 11-34,\ Mg\ 6-9}$	4	2,33	$\frac{0,42}{6,15}$	2,66	2	0,78	$\frac{0,44}{1,35}$	0,89
Вахш-Кафирниганская мегантиклиналь											
Бабатаг, Кичик-Бель, Кызыл-Тумшук, Акбаш	$\frac{K_2 - P_1}{(0,8-2,3)}$	213	$\frac{Cl\ 99-100}{Na\ 62-74,\ Ca\ 15-31,\ Mg\ 6-14}$	14	0,91	$\frac{1,23}{3,02}$	1,95	3	0,19	$\frac{0,37}{0,5}$	0,41
Кулябская мегасинклиналь											
Алимтай, Саят, Кызылсу, Бештентяк, Танапчи	$\frac{K_1 - K_2}{(1,9-3,3)}$	264	$\frac{Cl\ 99-100}{Na\ 64-90,\ Ca\ 13-30,\ Mg\ 3-8}$	16	2,5	$\frac{1,84}{13,4}$	6,62	10	0,34	$\frac{0,43}{1,6}$	0,91
Сурханская мегасинклиналь											
Ляль-Микар, Кокайты, Дасманага, Уч-кызыл, Хаудаг	$\frac{K_2 - P_1}{(1,0-1,5)}$	128	$\frac{Cl\ 96-100}{Na\ 70-82,\ Ca\ 12-25,\ Mg\ 3-8}$	11	0,89	$\frac{0,64}{1,46}$	1,14	—	—	—	—

Метановые рассолы хлоридно-натрово-кальциевого состава юрско-мелового комплекса вскрыты в Южно-Гиссарской зоне на структурах Комсомольская, Шаамбары, Андыген. Первые две структуры относительно закрытые, а последняя гидрогеологически раскрытая с хлоридными рассолами с примесью сульфатов. Максимальные содержания (в мг/л) для хлоридных вод: рубидия 6, цезия 1,35, для хлоридно-сульфатных: рубидия 0,42, цезия 0,01.

Хотя непосредственно на рассмотренных выше структурах Душанбинского прогиба отложений гаурдакской свиты нет, присутствие вод «ее состава» может быть связано с близостью линии выклинивания этой свиты [Готгильф, Афанасьева, 1969].

Таким образом, в Южно-Гиссарской зоне нами выявлены: возможность современного привноса редких щелочных элементов, характер разгрузки рассолов гаурдакской свиты и сохранность последних.

Сурханская зона. В этой зоне на структурах Северная Курганча и Даланская близ зоны сочленения Бухаро-Илякского и Западно-Бабатагского разломов вскрыты рассолы гаурдакской свиты. Максимальные содержания в этих рассолах (в мг/л): рубидия 55, цезия 6,9 при минерализации 370 г/л. Состав — хлоридно-кальциевый.

Колебания содержаний редких щелочных элементов в Сурханской зоне также зависят от положения структуры. На структуре Кокайты палеогеновый комплекс находится в той же самой позиции, что и меловой на Дасманаге. Соответственно содержания рубидия в рассолах одного и того же типа (Cl-Na-Ca) почти те же самые — 1,4 и 1,3 мг/л.

Вахш-Кафирниганская зона. Здесь на структуре Кичик-Бель мощность экранирующих неоген-антропогеновых отложений значительно больше, чем на структурах Сурханской зоны. В результате в хлоридно-натрово-кальциевых рассолах мелового комплекса структуры Кичик-Бель содержится (в мг/л): рубидия 3,02, цезия 0,5.

Кулябская зона. В этой зоне в максимальной степени проявились все факторы накопления, так как здесь еще большая, чем в Вахш-Кафирниганской зоне, мощность неоген-антропогеновых отложений. Кроме количественного фактора действует и качественный: в нижнем палеогене появляется гипсоносная формация. В этой зоне проявлена максимальная тектоническая активность — интенсивный соляной тектогенез. Прорывая толщу мезокайнозоя, соляные штоки образуют многочисленные дополнительные нарушения, способствующие разгрузке возможных скоплений рассолов гаурдакской свиты, сформированных до времени проявления соляной тектоники. В зависимости от закрытости структуры разгружающиеся рассолы обогащают вышележащие водоносные горизонты. Сами гаурдакские рассолы, но значительно измененные (разубоженные), встречены нами на структуре Южный Пушион. Здесь функционирует источник из зоны соляного штока, выведенного к четвертичной поверхности. Рассолы ис-

точника имеют минерализацию 257 г/л и содержат рубидий 8,9 мг/л, цезия 1,8 мг/л; состав — хлоридно-натрово-кальциевый. В меловых же комплексах Кулябской зоны максимальные содержания в хлоридно-натрово-кальциевых рассолах составляют: рубидия 13,4 мг/л, цезия 1,6 мг/л при минерализации от 230 до 350 г/л. Возможен фактор и современного привноса. В приразломной зоне Дарваз-Каракульского разлома (в памирской части) встречены источники с содержанием рубидия 0,8 мг/л, цезия 0,91 мг/л при минерализации 3,8 г/л.

Наличие гипсоносных формаций, очень слабо проявленных в меловом комплексе и более сильно — в палеогеновом, постепенно уменьшающихся в направлении с востока (от зоны Дарваз-Каракульского разлома) на запад, свидетельствует о постоянном привносе из зоны Дарваз-Каракульского разлома.

Необходимо обратить внимание также на поведение редких щелочных элементов внутри локальной структуры, максимальные содержания в которой приурочены к ее положительной форме, т. е. к сводовому поднятию. В отрицательной части структуры из-за сильной уплотненности пород рассолы отсутствуют.

Распределение редких щелочных элементов зависит от взаимодействия с углеводородами. На контакте относительно менее минерализованных вод с газовыми и нефтяными залежами в составе вод отмечается увеличение содержания гидрокарбонат-иона и уменьшение минерализации. Например, на периферии залежи газа воды апт-альбских отложений имеют хлоридно-натриевый состав $M_{24}\ \frac{Cl\,85\ SO_4\,12\ NCO_3\,3}{Na\,90\ Ca\,7\ Mg\,7}$, а вблизи залежи — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый $M_6\ \frac{Cl\,58\ HCO_3\,23\ SO_4\,19}{Na\,96\ Ca\,2\ Mg\,2}$ [Готгильф, Афанасьева, 1971].

Такие же явления наблюдаются на структурах Шаамбары и Курганча в алайских отложениях, Амударьинская и Уч-Кизыл — в палеоценовых отложениях. Вдали от залежи содержится рубидия 1,28 мг/л, цезий не обнаружен, а вблизи нее рубидий и цезий не обнаружены. Причины такого распределения редких щелочных элементов в водах газовых залежей пока недостаточно ясны.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Характер распределения редких щелочных металлов в пластовых водах Западно-Сибирской плиты в связи с недостаточностью фактического материала освещен в основном исходя из общих геологических соображений, базирующихся на геолого-структурном анализе региона. По данным опробования глубоких скважин на ряде нефтепоисковых площадей Обь-Иртышской зоны слабоповышенные содержания редких щелочных элементов обнаружены в хлоридно-кальциево-натриевых водах на глубинах >2,5 км (табл. 26).

На Стрежевой площади в глубоких подземных водах обнаружено до 900 мг/л стронция. В слабых рассолах, имеющих минера-

Таблица 26

Содержание редких щелочных элементов в подземных водах Западно-Сибирской плиты, мг/л

Площадь	Интервал перфорации, м	Минерализация, г/л	Рубидий	Цезий
Тамбаевская	3026—3060	104	1,02	0,05
Останинская	2807—2831	76	0,74	0,41
Нижне-Вартовская	2473—2490	80	0,4	—

лизацию 50—56 г/л и приуроченных к юрским песчаникам, его содержание колеблется от 320 до 400 г/л.

Даже эти ограниченные данные свидетельствуют о наличии благоприятных условий накопления редких элементов в определенных геолого-структурных условиях некоторых тектонических зон плиты.

На развитие структурных форм чехла и обстановку седиментации влияет в основном тектоническая гетерогенность фундамента плиты, определившая характер и интенсивность блоковых движений. Схема тектонического районирования складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты, по В. Н. Соболевской [1973], приводится на рис. 15. Поверхность фундамента постепенно погружается от окраины Сибирской платформы и Урала к Центральной части плиты. Наряду с этим отмечается общее погружение к северу.

В целом платформенный чехол сложен образованиями, отвечающими интервалу времени от юры до неогена и четвертичного периода включительно. По литологическим признакам и изменениям мощности чехла Западно-Сибирскую плиту разбивают на несколько структурно-фациальных зон.

Территория среднего и северного Зауралья отличается от Центральной части плиты меньшими мощностями чехла, неполнотой разреза и появлением прибрежных фаций.

Восточная — Енисейская часть плиты — на протяжении всего времени формирования чехла характеризуется наибольшей устойчивостью и относительной приподнятостью. Максимального развития в разрезе чехла достигают континентальные и мелководные отложения. Образования палеогена и неогена отсутствуют. Только на севере низменности с приближением к Усть-Енисейской впадине в верхнемеловом разрезе появляются морские образования.

Центральная Обь-Иртышская зона плиты характеризуется сравнительно полными разрезами, большими мощностями, преобладанием морских отложений. В связи с общим погружением плиты в северо-восточном направлении максимальные прогибания как в юрское, так и в меловое время наблюдались на севере плиты в районе нижнего течения р. Таз.

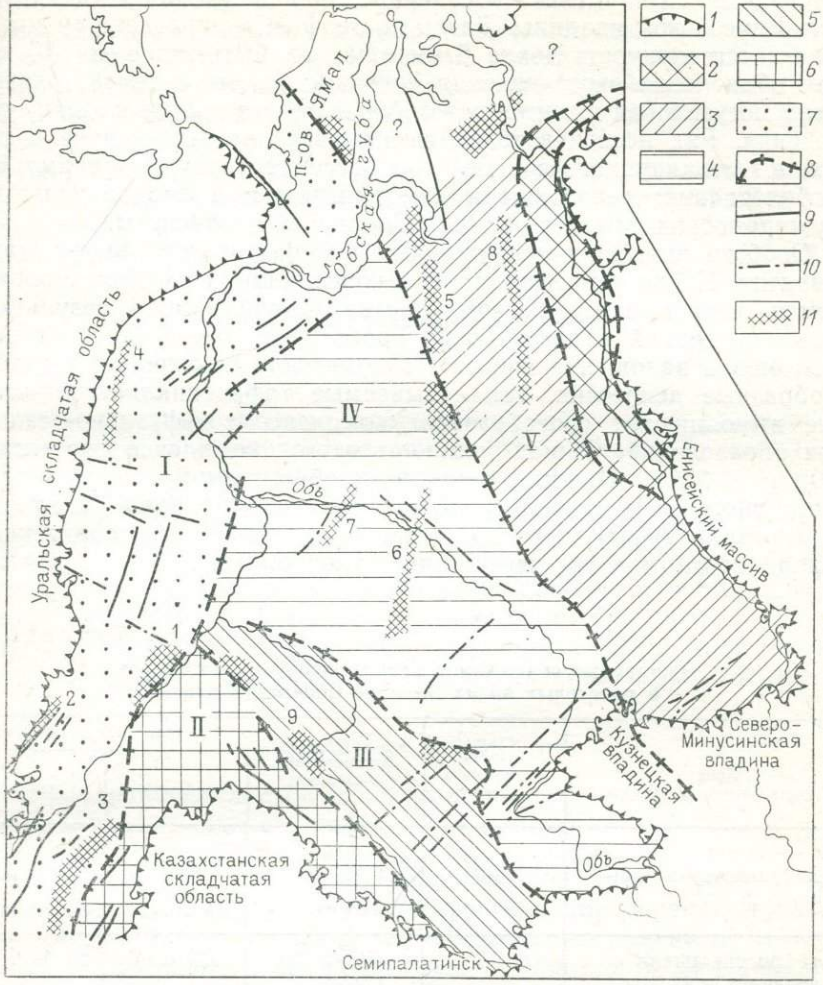


Рис. 15. Схема тектонического районирования складчатого фундамента и размещения наиболее достоверных тафросинклиналей Западно-Сибирской плиты [Соболевская, 1973].

1 — граница распространения отложений платформенного чехла. *Области развития складчатости неогея:* *2* — байкальской; *3* — позднебайкальской (салаирской); *4* — позднебайкальской, частично переработанной варисцийским тектогенезом; *5* — ранневарисцийской; *6* — ранневарисцийской с массивами более древней (байкальской) консолидации, в целом относительно поднятая зона; *7* — варисцийской (уральской); *8* — линеаменты (системы разломов большой протяженности, преимущественно в области сочленения разновозрастных складчатых зон — тектонические швы); *9* — разломы, параллельные основным простираниям складчатости, связанные с развитием отдельных структурных элементов данной зоны; *10* — разломы, секущие основные простирания складчатого основания; *11* — тафросинклинали, выполненные вулканогенно-осадочными, предчехольными отложениями пермотриаса и триаса, депрессии, выполненные отложениями этого возраста (*1* — Тюменская, *2* — Челябинская, *3* — Кушмурунская, *4* — Ляпинская, *5* — Уренгойская, *6* — Колтогорская, *7* — Сургутская, *8* — Худосеевская, *9* — Омская). *Структурно-тектонические зоны:* I — Зауральская; II — Приказахстанская; III — Тоболо-Зайсанская; IV — Обь-Иртышская; V — Чулым-Тазовская; VI — Приенисейская

Особо следует отметить северный район плиты в пределах Усть-Енисейской впадины. Здесь по геофизическим данным предполагается мощность чехла 5 км и может быть даже до 15 км. Для объяснения этого явления допускается, что в состав чехла здесь могут войти помимо мезозойских также и палеозойские отложения. Ряд исследователей высказывает предположение о наличии здесь крупного соленосного бассейна с двумя этапами солеобразования: девонским и кембрийским и о продолжении на эту территорию древнего цоколя Сибирской платформы.

Особого внимания заслуживают фации предчехольного этапа развития. После процессов полной консолидации на сформировавшемся гетерогенном жестком участке земной коры в результате новых тенденций к погружению происходит оживление старых разломов и заложение новых. По ним местами возникают грабенообразные депрессии, так называемые тафросинклинали, которые выполняются своеобразным комплексом эффузивно-осадочных образований. Общая мощность этого комплекса достигает 2000 м и более. Нижняя серия этих образований представлена преимущественно вулканогенными породами (покровы базальтов, базальтовые туфы), переслаивающимися с пачками терригенных пород (конгломераты, песчаники и алевролиты). Иногда хорошо

Таблица 27

Ожидаемые содержания редких щелочных элементов в пластовых водах Западно-Сибирской плиты

Зона	Возраст водоносного горизонта	Химический состав вод	Пределы содержаний, мг/л	
			рубидий	цезий
1. Зауральская и Енисейская	K—J	Cl-Na	<1,5	<0,3
тафросинклинали в пределах этих зон	P—T	Cl-Na-Ca; Cl-Na	<1,5—3	<0,3—0,5
2. Обь-Иртышская	J	Cl-Na-Ca Cl-Na	<1,5—3	<0,3—0,5
тафросинклинали в ее пределах	P—T	Cl-Na-Ca	1,5—3	0,3—0,5
3. Тазовская	J	Cl-Na-Ca	1,5—3	0,3—0,5
тафросинклинали в ее пределах	P—T	Cl-Na-Ca	1,5—>3	0,3—>0,5
4. Усть-Енисейская	Pz	Cl-Na-Ca; Cl-Ca	>3,0	>0,5

развиты пластовые интрузии диабазов, оливиновых габбро-диабазов, перемежающихся с порфиритовыми туфами, песчаниками и гравелитами. Возраст нижней серии отвечает пермо-триасу или нижнему триасу. Выше залегает осадочно-туфогенная серия, а эффузивные образования имеют подчиненное значение. Возраст верхней серии определяется как рэт-лейас.

Итак, на основании геолого-структурного анализа можно предположить наличие наиболее повышенных концентраций редких щелочных элементов преимущественно в палеозойских водоносных горизонтах Тазовской и Усть-Енисейской зон (табл. 27).

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

Наиболее изучены здесь два бассейна: Ангаро-Ленский и Тунгусский.

Артезианские бассейны сложены мощной толщей разнообразных по составу и возрасту осадочных образований. Кристаллический фундамент перекрыт терригенными породами позднего докембрия. Выше залегают карбонатно-терригенные, сульфатно-галогенные и галогенно-карбонатные отложения нижнего кембрия. Карбонатные породы среднего кембрия перекрыты терригенными отложениями ордовика, силура, девона, карбона и перми. Спорадически развиты осадочно-вулканогенные породы триаса и угленосные отложения юры. Местами осадочные породы прорваны интрузиями траппов. Общая мощность осадочного чехла составляет 7 км.

Ангарская синеклиза

В пределах Ангарской синеклизы широко развиты соленосные формации. Их мощность находится в прямой зависимости от глубины залегания кристаллического фундамента. В мезозойский период образовались породы трапповой формации. Условия формирования, динамика и закономерности распределения в рассолах микрокомпонентов наиболее обстоятельно освещены в работах М. Г. Валяшко и др. [Геохимия..., 1965] и Е. В. Пиннекера [1966]. Поэтому в настоящем разделе ограничимся краткими сведениями о содержании таких наиболее интенсивно накапливающихся микрокомпонентов, как рубидий, цезий, стронций, иод и бром в основных водоносных горизонтах и водовмещающих породах Ангаро-Ленского бассейна.

Как следует из табл. 28, 29 и рис. 16—18, отличительной особенностью бассейна является необычно высокая (до 600 г/л) минерализация глубоких сильнометаморфизованных хлоридно-кальциево-магниевых рассолов в калиеносных кембрийских отложениях и вследствие этого — высокая обогащенность рубидием, стронцием и бромом. При этом концентрация данных микрокомпонентов в описываемом бассейне отчетливо возрастает не только с глубиной и увеличением мощности соленосных образований, экранирующих металлоносные горизонты, а и по направлению к

Содержание микрокомпонентов в фор

Таблица 28

мациях нижнего кембрия, мг/л

Место взятия пробы	Интервал опробования, м	Горизонт, свита	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Rb	Cs	Sr		Br	K	Mg
				Ангаро-Присаянская впадина							
Скв. в 12 км от пос. Венгерка	31		61	$\frac{Cl\ 97}{Na\ 97\ Ca\ 6}$	0,08	0,03	21,0	Не обнаружено	58,5	200	270
Скв. в 1 км западнее с. Рождественка	150	Верхоленская	10	$\frac{Cl\ 87\ SO_4\ 12}{Na\ 59\ Ca\ 35}$	0,01	0,02	32,0	„	57,0	90,0	80,0
				Зона пологих структур Присаянья							
Скв. на левом берегу	455	Ангарская	62	$\frac{Cl\ 94}{Na\ 87\ Ca\ 8}$	0,18	0,01	33,8	„	69	100	540
Скв. в д. Тагне	50—100	„	5,0	$\frac{SO_4\ 42\ Cl\ 33\ HCO_3\ 25}{Na\ 59\ Ca\ 25\ Mg\ 16}$	0,02	0,02	95	„	17,3	90	260
Марковская пл.	1900—2164	Бельская	274	$\frac{Cl\ 97}{Na\ 93}$	1,3	Не обнаружено	100	„	84	465	1 480
				Зона пологих структур Присаянья							
Тыретская пл.	1676—1730	Осинский	455	$\frac{Cl99}{Ca\ 73\ Mg\ 15}$	26,3	„	8820	5,3	6750	17 900	14 530
Зиминская пл.	443—458	Ангарская	424	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 77\ Mg\ 19}$	23	„	8070	6	6276	19 468	11 728
				Ангаро-Присаянская впадина							
Нижнеудинская пл.	2925—2950	Осинский	304	$\frac{Cl\ 100}{Ca\ 50\ Na\ 30\ Mg\ 18}$	3,02	„	2430	5,4	2412	4 352	11 580
Тулукская пл.	1790—1840	Балыхтинский	542	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 75\ Mg\ 11}$	24	„	8070	5,7	7210	20 500	13 300
Тунгуйская пл.	2650—3400	Осинский и парфеновский	347	$\frac{Cl\ 95}{Ca\ 36\ Mg\ 29\ Na\ 24}$	4,2	0,05	1075	Не обнаружено	1154	10 000	1 890
				Зона Илимо-Ангарских пологих поднятий							
Атовская пл.	2040—2085	Осинский	368	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 84\ Ca\ 40}$	8,6	Не обнаружено	2540	5	3110	9 800	3 740
Шелонинская пл.	416—512	Шелонинский	421	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 36\ Mg\ 29\ Na\ 24}$	25,5	„	1910	8	4290	22 540	27 000
				Зона Жигало вского вала							
Пыхтинская пл.	1122—1130	Балыхтинский	599	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 70\ Mg\ 12}$	16,8	„	5920	1,5	8415	25 560	15 150
				Непская зона линейных складок							
Заярская пл.	1950—2000	Балыхтинский	370	$\frac{Cl\ 98}{Ca\ 50\ Na\ 43}$	13	„	Не обнаружено	2	3000	15 800	1 000
				Марковско-Ичерская зона валообразных поднятий							
Омолойская пл.	1888	Балыхтинский	631	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 71\ Mg\ 28}$	0,4	0,15	1016	4	12 600	6 260	42 190

Таблица 29

Содержание полезных компонентов в водах терригенной формации (уша ковская и мотская свиты) позднего докембрия нижнего кембрия, мг/л

Площадь	Интервал опробования, м	Водоносный горизонт	Минерализация, г/л	Формула химического состава	Rb	Cs	Sr	I	Br	K	Mg
				Зона пологих структур Присаянья							
Нукутская	2207—2226	Парфеновский	329	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 54\ Ca\ 34\ Mg\ 11}$	69	Не обнаружено	Не обнаружено	4	4180	2380	7 190
Тыретская	2200—2220	„	378	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 72\ Mg\ 32\ Na\ 6}$	2	„	5480	13	6780	3930	18 060
Усольская	1790—1850	„	346	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 40\ Na\ 39\ Mg\ 17}$	6,3	„	1860	2	4320	7640	12 900
				Ангаро-Присаянская впадина							
Нижнеудинская	3218—3233	„	414	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 59\ Na\ 20\ Mg\ 17}$	9	„	3620	6	7480	7190	15 010
Тулунская	2775—2784	„	302	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 68\ Ca\ 23}$	1,2	„	1570	Следы	1745	4020	4 305
Азейская	2624—2655	„	423	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 59\ Mg\ 13\ Na\ 19}$	4,5	Следы	4816	1,6	6580	6150	17 830
				Зона Илимо-Ангарских поднятий							
Атовская	2563—2653	„ „	362	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 57\ Na\ 33\ Mg\ 6}$	3,8	Не обнаружено	3275	1,8	5395	2650	6 885
				Иглинская впадина							
Христофоровская	2985—3010	Боханский	337	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 87\ Ca\ 9}$	3,8	0,34	350	1,2	1000	2680	2 790
				Жигаловский вал							
Тыптинская	2904—2927	Марковский	300	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 52\ Ca\ 36\ Mg\ 11}$	4	Не обнаружено	1860	1	4480	1006	6 870
				Непская зона линейных складок							
Братская	3135—3390	Парфеновский и марковский	387	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 77\ Na\ 13\ Mg\ 10}$	21,6	0,60	4544	2,3	6820	8618	8 508
Братская	3248—3274	То же	343	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 45\ Na\ 28\ Mg\ 20}$	12,0	0,72	2860	Не обнаружено	54,0	9200	15 006
Илимская	2920—2950	„ „	350	$\frac{Cl\ 98}{Ca\ 75\ Na\ 14\ Mg\ 10}$	6,2	2,08	4905	„	Не обнаружено	4207	7 980
Илимская	2580—2660	„ „	367	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 55\ Na\ 31\ Mg\ 10}$	9,1	2,3	2810	„	5270	5300	8 000
				Марковско-Ичерская зона валообразных поднятий							
Касаткинская	2756—2782	„	363	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 71\ Na\ 20\ Mg\ 9}$	9,8	0,33	3290	29,7	3687	7400	9 500
Ярактинская	2655—2700	Боханский и безымянный	322	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 65\ Mg\ 18\ Na\ 14}$	17,7	0,25	3560	1,2		7166	12 446

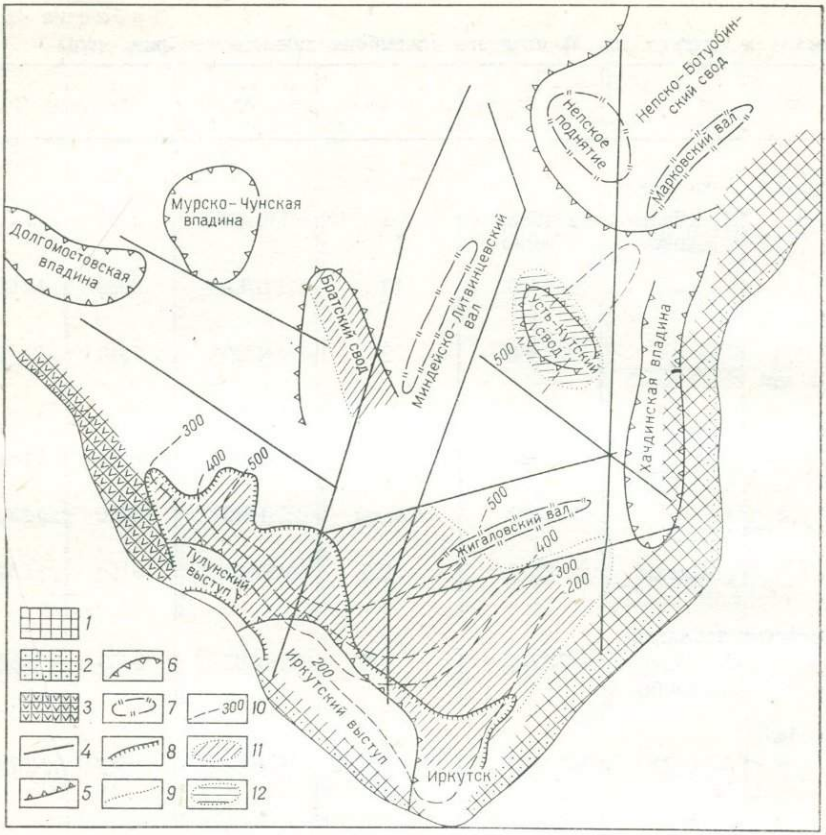


Рис. 16. Схематическая карта распределения рубидия и цезия в водоносных комплексах нижней части галогенно-карбонатной формации нижнего кембрия (усольская, ангарская, нижняя часть бельской свиты) Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Составила Л. Н. Алексинская.

Выходы на поверхность пород вблизи горноскладчатого обрамления: 1 — галогенно-карбонатной формации нижнего кембрия; 2 — терригенной формации верхнего протерозоя — нижнего кембрия; 3 — то же, верхнего протерозоя; 4 — глубинные разломы. *Границы:* 5 — сводов и выступов по верхним горизонтам осадочного чехла; 6 — впадин по глубоким горизонтам осадочного чехла; 7 — валов и поднятий по глубоким горизонтам осадочного чехла; 8 — наложенных впадин; 9 — различных концентраций рубидия и цезия в пределах структуры; 10 — изолинии минерализации, г/л; *распространение подземных вод с содержанием* (в мг/л): 11 — рубидия >3 и *цезия* $<0{,}3$; 12 — рубидия $<1{,}5$, цезия $<0{,}3$

наиболее тектонически подвижным зонам валообразных поднятий Присаянской зоны.

Распределение микрокомпонентов в водовмещающих породах. Как показал анализ керна глубоких скважин, наименьшими содержаниями редкощелочных микрокомпонентов (рубидий, цезий и др.) характеризуются песчаные разности и каменная соль. Накопление же этих элементов происходило наиболее интенсивно в глинистых под- и межсолевых образованиях мотской свиты на контакте с породами кристаллического фундамента (рис. 19).

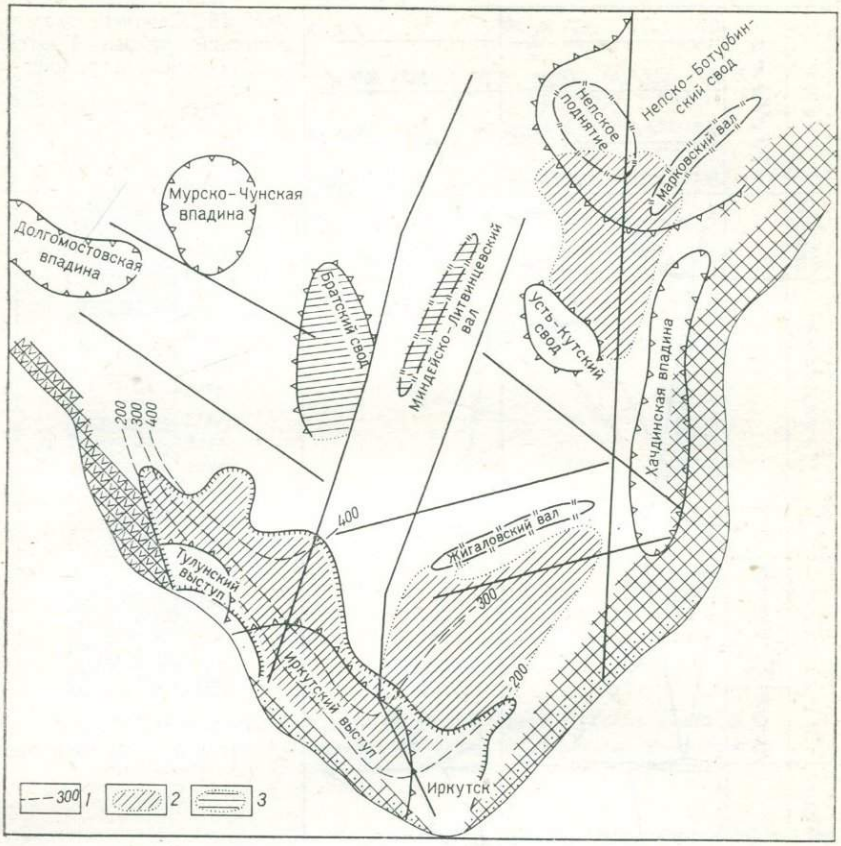


Рис. 17. Схематическая карта распределения рубидия и цезия в водоносных комплексах терригенной формации позднего докембрия — нижнего кембрия (ушаковская и мотская свиты) Ангаро-Ленского артезианского бассейна. Составила Л. Н. Алексинская.

1 — изолинии минерализации, г/л; распространение подземных вод с содержанием (в мг/л): *2* — рубидия>3 и цезия>0,3; *3* — рубидия>3 и цезия>0,5. Остальные обозначения см. на рис. 16

Так, например, в доломитах и ангидритах мотской свиты на глубинах 3,4—4,0 км концентрация рубидия колеблется от 0,001 до 0,007%, а в алевролитах и аргиллитах — от 0,002 до 0,01%.

Тунгусская синеклиза

Ангарская синеклиза на севере сливается с Тунгусской синеклизой, также выполненной осадочной толщей палеозойских отложений. Повсеместно здесь распространена многолетняя мерзлота. Тунгусская синеклиза сложена рифейскими, палеозойскими, осадочными и нижнетриасовыми осадочно-вулканогенными образованиями. Рифейские, нижне-среднепалеозойские отложения

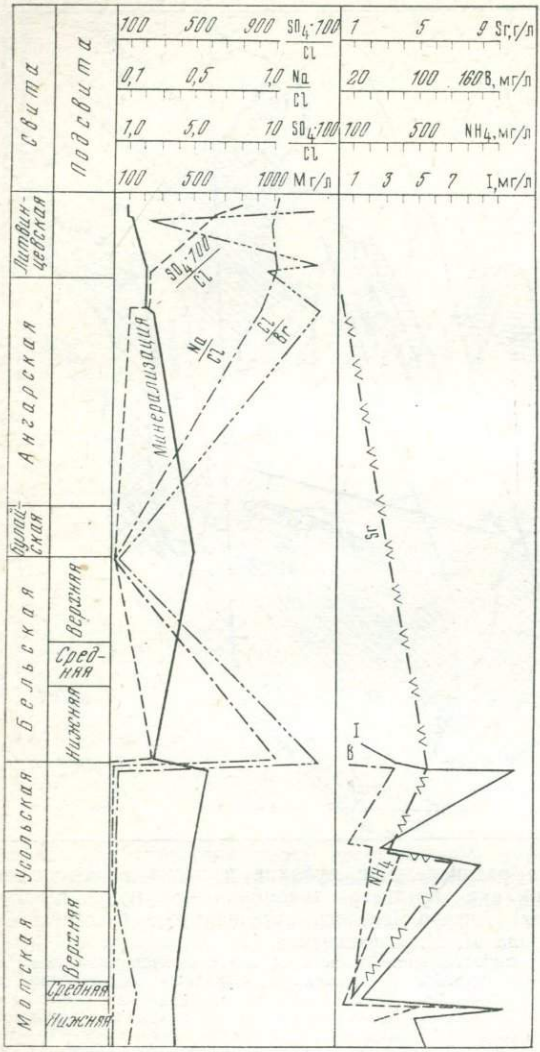


Рис. 18. Сводный гидрохимический разрез Братско-Марковского района

представлены карбонатными, терригенно-карбонатными и реже терригенными породами, а верхнепалеозойские — терригенными угленосными образованиями. Разрез нижнего кембрия в южной половине Тунгусского бассейна содержит каменную соль. Она установлена также в среднем девоне на северо-западе территории. Мощность палеозойского разреза в целом возрастает в направлении с юга на север и северо-запад (до 10—12 км), в этом же направлении падает песчанистость и увеличивается глинистость отложений. Значительная площадь Тунгусской синеклизы (около 90%) покрыта мощными толщами базальтовых покровов и вулканогенно-осадочных пород, прорванных интрузиями основных и ультраосновных пород.

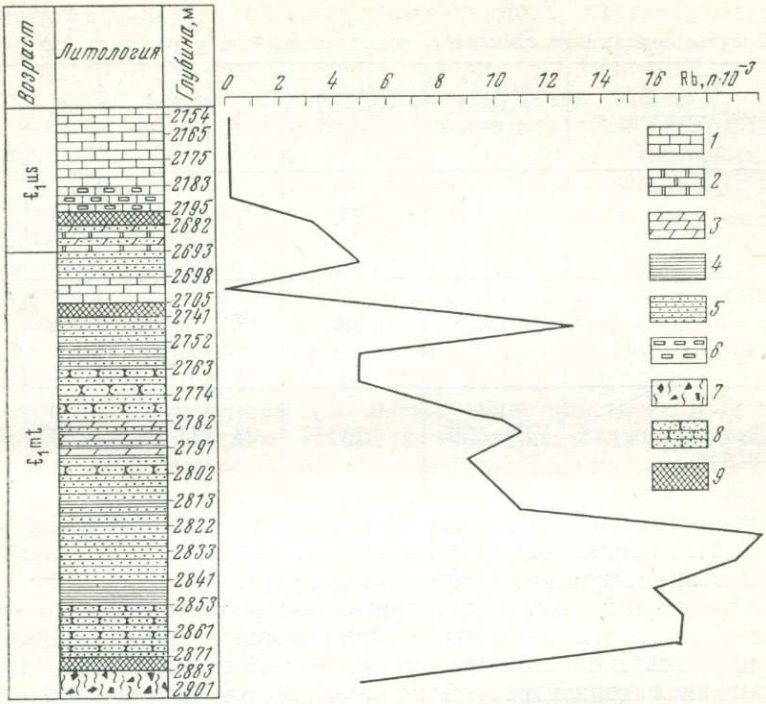


Рис. 19. Схематический разрез по скв. 5 (Усть-Кутская площадь).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — мергели; *4* — глины и аргиллиты; *5* — алевролиты; *6* — засоленность; *7* — брекчия; *8* — песчаники; *9* — керн отсутствует

Формирование структур осадочного чехла происходило в течение длительного времени, охватывающего пять основных этапов: рифейский, вендско-раннепалеозойско-среднепалеозойский, позднепалеозойский, триасовый и юрско-меловой.

Сложность строения Тунгусской синеклизы и приуроченного к ней артезианского бассейна обусловлена проявлением грандиозного по масштабу траппового магматизма и длительных знакопеременных движений (чередование поднятий и опусканий как во времени, так и в пространстве).

В настоящее время в пределах Тунгусской синеклизы поликомпонентные рассолы обнаружены во всех стратиграфических горизонтах: от позднего докембрия до раннего мезозоя включительно.

Главными и наиболее крупными рассолоносными толщами являются отложения костинской свиты нижнего и среднего кембрия. В. И. Вожов [1977 г.] приводит данные о распределении отдельных микроэлементов в рассолоносных комплексах Тунгусского артезианского бассейна (табл. 30).

По комплексу элементов и закономерностям их распространения в рассолах в зависимости от структурного плана и минера-

Таблица 30

Среднее содержание элементов, накапливающихся в рассолах, мг/л

Водовмещающая порода	Глубина залегания, м	Средняя минерализация рассолов, г/л	Rb	K	Sr	I
Отложения верхнего палеозоя	100—150	256	1	620	1200	13
Породы костинской свиты нижнего палеозоя	840—2400	371	35	20 000	2400	12
Отложения рифея и нижнего кембрия	1200—2900	230	33	11 000	800	11

лизации составлена прогнозная карта на поликомпонентные рассолы. В отложениях кембрия и позднего докембрия рассолы обогащены калием, рубидием, стронцием, иодом.

Рассолоносный комплекс терригенно-карбонатных отложений платоновской свиты нижнего кембрия и терригенных образований рифея почти на всей территории бассейна содержит рассолы с повышенной концентрацией ряда элементов. В северной части Тунгусской синеклизы он залегает на глубине более 3000 м. Рассолы этого комплекса вскрыты на четырех структурах: Лебяжинской, Сухотунгусской, Голоярской и Нижнелетнинской. Только на Сухотунгусской антиклинали отмечены самоизливающиеся рассолы из скважин с дебитом от 15 до 80 м^3/сут. Коэффициент проницаемости водовмещающих карбонатных пород изменяется здесь в больших пределах.

Рассолоносная толща карбонатных отложений костинской свиты кембрия распространена почти на всей территории Тунгусского бассейна, за исключением его северо-западного и северо-восточного обрамлений. Эти отложения в центральной и северной наиболее погруженных частях бассейна содержат крепкие и весьма крепкие рассолы с высокой концентрацией галогенных, галофильных и редких элементов. В более приподнятых южной, западной и восточной частях бассейна распространены слабосоленые и пресные воды, обедненные микрокомпонентами.

На левом берегу р. Нижняя Тунгуска в кембрийских отложениях вскрыты рассолы хлоридно-натриево-магниевого состава, имеющие минерализацию 155—180 г/л и невысокие содержания микроэлементов (в мг/л): цезия до 0,19, стронция до 23, брома до 410.

В отложениях ордовика, силура и девона также распространены поликомпонентные рассолы, слабообогащенные редкими щелочными элементами.

Общая мощность рассолоносных толщ Тунгусского бассейна достигает 5000 м. Минерализация рассолов колеблется от 70 до 448 г/л. Преобладают рассолы хлоридно-натриево-кальциевого состава со средними концентрациями рубидия 5,6 мг/л, цезия 0,85 мг/л, стронция 570 мг/л. Рассолы этого типа вскрываются скважинами в большом диапазоне глубин: от 320 (профиль Вивь-Туточены) до 2530 м (Тунгусская опорная скважина). Средняя глубина залегания рассолов 1360 м.

Более метаморфизованные по составу рассолы хлоридно-кальциево-натриевого состава распространены на глубинах 500—2890 м (Аллюонская, Сухотунгусская площади). Их минерализация колеблется от 250 до 448 г/л. Максимальные содержания микрокомпонентов составляют (в мг/л): рубидия 34, цезия 3,1, стронция 7800, бора 500, брома 5000, иода 65. Необычно высокая газонасыщенность гелием (до 0,5%) свидетельствует о больших глубинах формирования. Наименее обогащены микрокомпонентами хлоридно-натриевые рассолы выщелачивания галитовой соли.

Итак, анализ распределения микрокомпонентов в подземных водах Тунгусской синеклизы позволяет сделать следующие выводы:

1) распределение микрокомпонентов в подземных водах синеклизы подчиняется, так же как и в других глубоких артезианских бассейнах платформенных отрицательных структур, гидродинамической и гидрогеохимической зональностям: нарастание их концентраций происходит по направлению погружения водоносных горизонтов под мощные региональные водоупоры соленосных и глинистых образований нижнего палеозоя и многолетнемерзлых пород разного возраста;

2) наиболее интенсивное накопление микрокомпонентов (редких щелочных элементов, брома, иода, бора, редких земель и тяжелых металлов) протекало в центральной части синеклизы и под- и межсолевых хлоридно-кальциевых и кальциево-магниевых рассолах на раннемезозойском этапе ее развития, отличавшемся высокой вулкано-тектонической активностью (излияния траппов и др.);

3) отжатие металлоносных рассолов в верхние палеозойские горизонты в процессе седиментаций происходило по наиболее ослабленным зонам долгоживущих глубинных разломов, пересекавших осевую часть синеклизы;

4) гидрогеохимические и гидрогеотермические аномалии глубоких подземных вод тяготеют к глубокопогребенным потенциально нефтегазоносным нижнепалеозойским антиклинальным структурам.

Хатангская впадина

Хатангский бассейн с металлоносными рассолами приурочен к Хатангской впадине и расположен между складчатыми палеозойскими сооружениями Таймыра и Анабарским кристаллическим массивом.

Артезианский бассейн сложен карбонатными и терригенными породами палеозоя и мезозоя. В восточных районах (Нордвикская площадь и др.) купола девонской соли прорывают палеозойские и мезозойские отложения, поднимаясь с глубин 2,5—3 км до нескольких десятков метров.

Сведения о водообильности пород Хатангского бассейна и геохимии подземных вод очень скудные. На Нордвикской площади приток из среднеюрских пород на глубине 260 м составил 6,5 м³/сут, а из триасовых отложений района — 4—18 м³/сут при понижении 200—400 м. Водопритоки из пермских песчаников в единичных случаях достигают 120 м/сут. В пределах солянокупольных структур в районе Нордвика в юрских, триасовых и палеозойских отложениях на глубинах от 50 до 2500 м распространены хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией 200—320 г/л.

В меж- и подсолевых отложениях, залегающих на глубинах более 2,5—3,0 км, должны находиться рассолы хлоридно-кальциевого и хлоридно-кальциево-магниевого состава (по аналогии с Ангаро-Ленским, Припятским и другими бассейнами, находящимися в сходных гидрогеологических условиях).

В южной бортовой части бассейна широко распространены кембрийские галогенные отложения. С ними связаны хлоридно-натриевые соленые источники, расположенные в долинах рек Котуя, Хаты и их притоков. Минерализация вод 5—130 г/л. С глубиной минерализация вод должна увеличиваться и приобретать хлоридно-кальциево-магниевый состав. Соответственно концентрации рубидия, цезия, стронция, иода, брома и других сопутствующих микрокомпонентов в глубоких подсолевых горизонтах бассейна должны приближаться к их содержаниям в смежных тектонических впадинах (Тунгусский и др.). Например, в восточной и южной частях бассейна подземные воды могут содержать (в мг/л): рубидия <3, цезия $<0{,}5$, стронция <2000.

Западная часть Хатангского бассейна по своему строению и гидрогеологическим условиям наиболее сходна с Западно-Сибирским артезианским бассейном. До глубины 2000 м в меловых и юрских отложениях распространены слабосоленые гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды с небольшой минерализацией (5—15 г/л). Вследствие этого содержание редких щелочных элементов в них также невысокое (в мг/л): рубидия $>1{,}5$, цезия $>0{,}5$, стронция до 50.

Прогибы

Геохимические исследования закономерностей распределения редких и сопутствующих элементов в подземных водах прогибов проводились на примере Предкарпатского, Предкавказского, Предуральского, Причерноморского, Западно-Туркменского и Присаянского прогибов (табл. 31). Наиболее обширный фактический материал удалось собрать по первым двум прогибам, раз-

буренным и опробованным на глубину более 5 км. Меньше сведений было получено по распространению редких элементов, в подземных водах Предуральского и Причерноморского прогибов, что объяснялось чрезвычайной неравномерностью расположения скважин, пригодных для опробования глубоких водоносных горизонтов. В результате данные о микрокомпонентах в подземных водах этих регионов приводятся также на основании обобщения публикаций других исследователей, занимавшихся опробованием глубоких подземных вод при поисках калийных и нефтяных месторождений.

ПРЕДКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

Геологическое строение. Предкарпатский прогиб, окаймляющий с юга Львовскую впадину и склон Украинского массива, разделяется на две структурные зоны: Внешнюю и Внутреннюю. Внешняя зона сформировалась на платформе в мезозое, а внутренняя — на юго-восточном склоне Карпатской складчатой области и поэтому унаследовала черты строения геосинклинальной структуры. Внешняя зона отличается от Внутренней отсутствием в разрезе толщи соленосных пород нижнего миоцена, более мощным развитием газоносных тортонских и сарматских осадочных толщ и их слабой дислоцированностью. Нижележащие домиоценовые породы разделяются на три структурных гидрогеологических этажа: 1) рифейский наиболее дислоцированный, 2) палеозойский, представляющий в структурном плане сложный антиклинорий, и 3) мезозойский, сложенный юрскими и меловыми породами.

Юго-западная граница Внешней зоны прогиба проходит по линии регионального надвига складчатого миоцена на слабодислоцированные породы тортона и сармата. На северо-востоке она сочленяется со Львовской впадиной в виде серии сбросов, уступов, флексур, осложняющих гидравлическую связь подземных вод между этими структурами.

В структурном плане, определяющем гидрогеологические особенности основания, Внешняя зона характеризуется блоковым строением. Осложняющие ее разломы имеют северо-западное простирание, секущее неогеновый прогиб под острым углом. Нарушения, разделяющие блоки, представляют сбросы растяжения, по которым глубокие металлоносные воды разгружаются в верхние горизонты. В верхних частях миоценовых песчано-глинистых пород сбросы сменяются пологими флексурами, играющими уже роль структурных экранов для нижележащих водоносных комплексов. На северо-западе Внешней зоны расположена самая глубокая (до 4,5 км) Крукеничская впадина, к которой приурочены соответственно наиболее минерализованные метановые рассолы.

С юга Внешняя зона ограничена надвигом Внутренней зоны, а с северо-востока глубинным Краковецким разломом, имеющим большую (до 2,5 км) амплитуду. Вдоль регионального надвига

Таблица 31

Распределение редких элементов в подземных водах прогибов, мг/л

Геологические структуры	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Pb	K/Cs	Pb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
			Предкавказский прогиб																				
Западно-Кубанский прогиб; Терско-Каспийский прогиб; Южный Дагестан	N_1 (0,2—1,5)	12,4	Надэкранные (экран глины майкопские) Cl 42 — 92 HCO_3 4 — 29 / Na 85 — 98 Mg 0 — 9	12	1,45	0,1 / 0,37	0,18	0,09	55,3	—	—	—	—	—	—	2	10,6	9,3 / 17	13,2	127,4	194	583	3,0
Прикумско-Тюленевский вал	K_1 (3,1—3,5)	78,7	Подэкранные (экран глины майкопские) Cl 99 — 100 / Na 86—92 Ca 7 — 12 Mg 0—8	7	3,2	1,3 / 3,2	2,52	0,69	27,4	7	0,52	0,2 / 0,8	0,41	0,24	57,3	1	—	—	30,4	27,5	294,8	1212	6,15
Терско-Каспийский прогиб	K_2 (2,4—4,5)	41,9	Cl 97 — 99 / Na 92—97 Ca 4 — 7 Mg 0 — 2	10	2,2	0,56 / 1,3	0,9	0,1	11,2	6	0,91	0,2 / 0,6	0,38	0,15	40,3	7	227,9	42 / 150	95,5	47,6	354	840	2,4
Южный Дагестан	P_3, K_2 K_{1+2} (0,3—33)	62,0	Cl 97 — 99 / Na 90—98 Ca 2—10 Mg 0—10	9	2,5	0,4 / 2,5	1,54	0,89	58,0	9	0,56	0,1 / 0,7	0,35	0,27	75,7	8	410,9	101 / 321	254,8	47,6	258,4	137	4,4
Прикумско-Тюленевский вал	K_1, J_2 (2,8—5,4)	127,8	Cl 99 — 100 / Na 63—85 Ca 10—34 Mg 0—10	12	2,6	1,8 / 7,6	3,3	1,7	50,9	12	0,74	0,15 / 2,0	0,95	0,75	78,4	9	423,3	81,0 / 933	541	25,2	401	1392	3,5
Вал Карпинского	K_1, J_3 (2,2—2,8)	122	Cl 99 — 100 / Na 80—82 Ca 8—15 Mg 0—10	4	1,2	1,3 / 1,7	1,5	0,17	11,3	4	0,2	0,13 / 0,28	0,24	0,09	40	2	467	477 / 663	570	37,6	594	3713	6,25

Продолжение табл. 31

Геологические структуры	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr\cdot10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Pb	K/Cs	Pb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
			Предкарпат																				
Внешняя зона	N_1 (0,4—1,0)	25	Над экраном неогеновых глин Cl 98 — 99 SO_4 1 — 2 Na 96 — 98 Ca 2 — 5	5	0,32	0,05/0,1	0,08	1,2	23,4														
	N_1 (1,0—2,1)	126	Под экраном сарматских глин Cl 97 — 100 Na 76 — 89 Ca 8 — 14	14	0,63	0,2/1,0	0,8	0,3	37														
Внутренняя зона	N_1 (0,2—2,0)	192	Надсолевые Cl 99 — 100 Na 98 — 99	9	0,15	0,14/0,4	0,2	0,2	62														
	P^{2+3} (2,3—6,3)	230	Подсолевые Cl 99 — 100 Na 70 — 89 Ca 10 — 26	5	0,8	0,1/6,2	1,4	2,5	125														
			Причерноморский																				
Индольская впадина	N (0,03—0,1)	26,2	Над экраном глин (P—N) Cl 63 — 69 SO_4 30 — 35 HCO_3 1 — 2 Na 63—67 Ca 7—32 Mg 1—30	8	0,95	0,07/0,74	0,25	0,29	116														
	K_2+P (1,3—1,7)	23,0	Под экраном глин (P—N) Cl 62 SO_4 20 Na 89 Mg 2 Ca 2	2	0,96	0,21/0,24	0,22	—	—														
	K_1 (3,20—3,23)	34,1	Cl 97 SO_4 2 Na 85 Ca 10 Mg 5	4	0,126	—	0,43	—	—														

ский прогиб

15	0,17	0,03/0,05	0,04	0,2	5,4	25	92,0	10/40	23	980	1520	483	2						
12	0,2	0,18/0,33	0,26	0,3	6,2	28	65,5	51/95,2	82,5	223	235	532	3,2						
—	0,02	0,01/0,05	0,04	0,008	8,9	21	62,5	72/250	120	590	2400	10 500	1,2						
2	0,44	0,1/1,3	0,5	0,02	15,5	15	367,4	401/2400	845	122	355	810	5,2						

прогиб

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	90,96	782	—	—						
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	73,85	591	—	—						
1	0,029	—	0,1	—	—	—	—	—	—	85,79	442	1900	4,3						

Продолжение табл. 31

Геологические структуры	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Pb	K/Cs	Pb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Сивашская впадина	$K_{2,1}$, P (0,7—1,7)	17,8	$\frac{Cl\ 96 - 100\ SO_4\ 3}{Na\ 94 - 97\ Ca\ 2 - 4\ Mg\ 1 - 2}$	21	0,107	$\frac{0,1}{0,37}$	0,19	0,24	126	—	—	—	—	—	—	2	396	$\frac{56,8}{84,0}$	70,4	47,91	799	—	—
Тарханкутское поднятие	K_2, P (2,2—2,7)	25	$\frac{Cl\ 96 - 99}{Na\ 65 - 85\ Ca\ 8 - 12}$	2	1,6	$\frac{0,22}{0,55}$	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—	2	88,8	$\frac{3,2}{41,8}$	22,0	—	—	—	—
	K_1 (3,6—3,8)	70,0	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 65\ Na\ 33}$	1	0,129	—	0,9	—	—	1	0,089	—	0,62	—	—	1	685,7	—	480	—	—	—	—
Зона брахиантиклинальных складок	J_2 (4,3—5,4)	54,0	$\frac{Cl\ 99}{Ca\ 60\ Na\ 33}$	1	0,222	—	1,2	—	—	—	0,0111	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			Западно-Туркменский прогиб																				
Восточный борт Южно-Каспийской впадины	N (0,4—2,6)	182	Под экраном глин $\frac{Cl\ 96 - 100}{Na\ 67 - 82\ Ca\ 11 - 24}$	30	1,82	$\frac{1,0}{6,3}$	3,32	4,38	131,9	14	0,4	$\frac{0,1}{1,7}$	0,74	—	—	1	281,3	—	512	145	545,9	—	—
			Предуральский прогиб																				
Соликамская впадина	P_1	340	Межсолевые $\frac{Cl\ 99}{Mg\ 66 - 78\ Ca\ 1 - 18\ Na\ 0 - 18}$	2	0,294	$\frac{9,0}{11,0}$	10,0	—	—	2	0,01	$\frac{0,02}{0,02}$	—	—	—	1	294,1	—	1000	—	—	—	500,0
	$C_{1,2,3}$, D_3, P_1	211	Подсолевые $\frac{Cl\ 99}{Na\ 54 - 86\ Ca\ 6 - 30}$	13	0,057	$\frac{0,3}{2,0}$	1,2	2,27	188	18	0,08	$\frac{0,01}{1,5}$	0,16	1,4	87,80	1	142,2	—	300	—	—	—	7,5

вытянуты узкие газоносные и калиеносные структуры, обводненные слабыми рассолами. В свою очередь они сопровождаются серией разломов того же субширотного простирания (Калушский и др.).

Внутренняя зона выполнена мощной толщей нижних соленосных моласс, экранирующих меловой и палеогеновый флиши. Верхние терригенные молассы в отличие от Внешней зоны распространены ограниченно. Юго-западная граница Внутренней зоны прогиба проходит по надвигу Скибовой зоны Карпат. К поднадвиговой зоне глубинных складок тяготеют наиболее крупные нефтеносные структуры с пологими юго-западными и крутыми подвернутыми северо-восточными крыльями (рис. 20). Поперечные нарушения разбивают складки на отдельные блоки. Самыми древними отложениями, вскрытыми во Внутренней зоне глубокими скважинами, являются меловые флишевые породы (чередование аргиллитов, глин, песчаников).

Гидрогеологические условия. Предкарпатский прогиб в соответствии с геологическим строением вмещает два крупных артезианских бассейна, разделенных водоупорными соленосными молассами. Локальная гидравлическая связь между ними отмечается в зоне Стебникского надвига.

Артезианский бассейн во Внешней зоне носит платформенные черты с более спокойным залеганием водовмещающих комплексов пород, чем во Внутренней зоне, разбитой на многочисленные блоки. Основные водоносные комплексы приурочены здесь к палеозойским, меловым, юрским и неогеновым породам. С глубиной (ниже 1,5 км) пресные и соленые воды сменяются солеными (до 36 г/л) и высокоминерализованными (<200 г/л) рассолами хлоридно-натриево-кальциевого типа. В составе растворенных газов всегда преобладает метан. Содержание тяжелых углеводородов в них доходит до 14%, а углекислоты — до 25%. Концентрация последней коррелирует обычно с гидрокарбонатными ионами подземных вод, что указывает на тесную генетическую связь между ними. Вблизи нефтяных и газовых залежей в подземных водах повышается концентрация летучих фенолов (до 3 мг/л) и микрокомпонентов.

Под экраном глинистых отложений на глубинах более 3 км в меловом и юрском водоносных горизонтах, образующих нижний гидродинамический этаж с замедленным водообменом, распространены углеводородные рассолы с более высокой минерализацией 100—150 г/л, окаймляющие газовые залежи. Содержание редких элементов в этих рассолах соответственно резко возрастает (в мг/л): рубидия до 0,8, цезия до 2, стронция до 1400, марганца до 100, свинца до 2, цинка до 18.

Внутренняя зона прогиба отличается от Внешней широким развитием соленосных отложений, с которыми связано формирование более крепких рассолов.

В надсолевых миоценовых образованиях формируются хлоридно-натриевые азотные рассолы современного выщелачивания

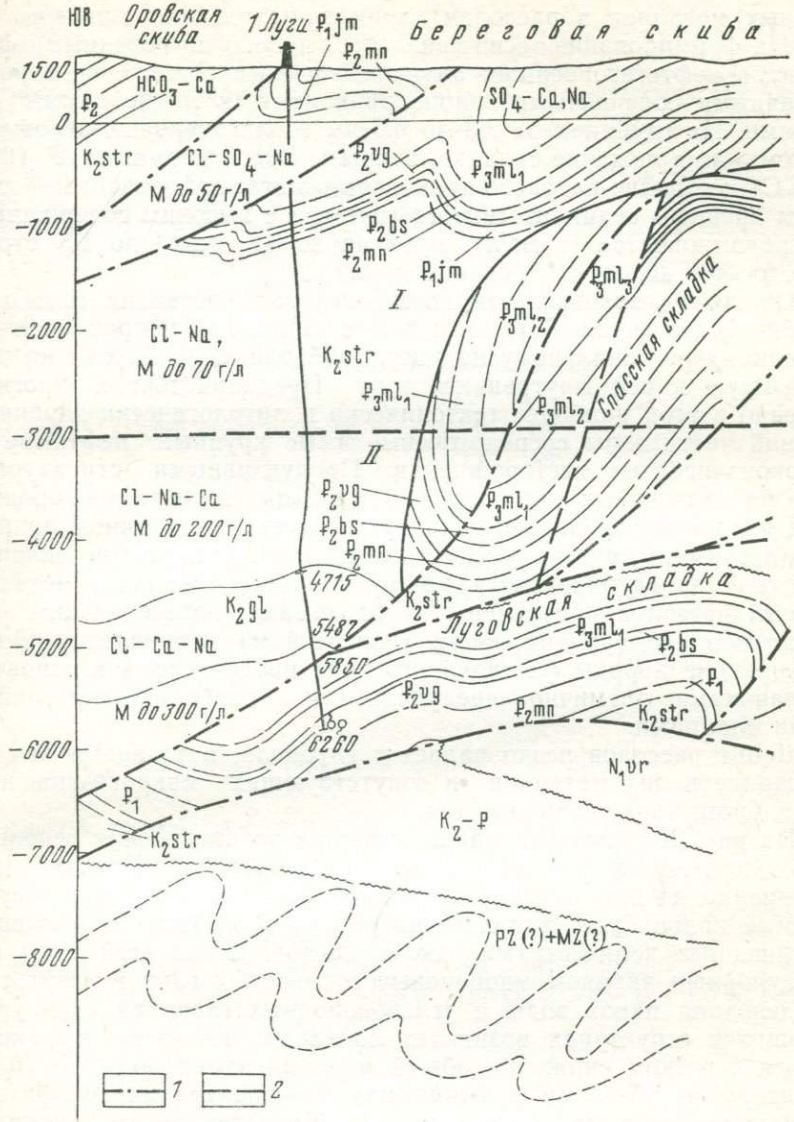


Рис. 20. Гидрогеохимическая зональность Береговой скибы Восточных Карпат на участке вскрытия Луговской складки.

I — верхний гидрогеологический этаж преимущественного рассеяния микрокомпонентов; *II* — нижний гидрогеологический этаж преимущественного накопления микрокомпонентов; *1* — тектонические нарушения; *2* — граница гидрогеологических этажей

каменных солей. Эти рассолы, несмотря на высокую (>300 г/л) минерализацию, не обогащены микрокомпонентами.

Под надвигом Береговых Карпат во Внутренней зоне прогиба отмечаются более благоприятные условия для накопления раз-

личных металлов в рассолах хлоридно-натриево-кальциевого типа. Их формирование тесно связано с глубоко погребенными флишевыми нефтегазоносными антиклинальными складками, экранированными соленосными водонепроницаемыми миоценовыми породами. На глубинах от 2,3 до 6,3 км в олигоценовых отложениях, смятых в лежачие складки, вскрыты высокотермальные (100—150° С) хлоридно-натриево-кальциевые метаморфизованные рассолы древнего седиментогенного генезиса с высоким содержанием микрокомпонентов (в мг/л): рубидия до 6,2, цезия до 1,3, стронция до 2400, цинка до 4, свинца до 3,9.

Общая металлоносность подземных вод растет не только с глубиной (табл. 32, 33), но и в юго-западном направлении — к основному региональному надвигу Скибовой зоны Карпат на прилегающую к ней Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба. Именно в этой наиболее тектонически и литологически экранированной части зоны сосредоточены самые крупные нефтяные и газоконденсатные месторождения. Продуктивными структурами для металлоносных рассолов, окаймляющих данные месторождения, являются глубинные, надвинутые в северо-восточном направлении одна на другую, асимметричные антиклинальные складки. Скрытые на глубине очаги разгрузки высоконапорных металлоносных рассолов приурочены к разломам, пересекающим эти складки в субмеридиональном (поперечном) направлении. Водовмещающие породы флишоидного типа представлены в основном песчаниками, ритмично чередующимися с карбонатными глинистыми сланцами.

Дебит рассолов резко падает с глубиной, в то время как содержание в них металлов и сопутствующих микрокомпонентов (иод, бром, бор) увеличивается.

На рис. 20 приведена характеристика распределения основных типов подземных вод Внутренней зоны прогиба. Первая зона (примерно до 1,5 км) отличается пестрым составом вод (сульфатные кальциевые, хлоридно-натриевые и др.), не содержащих повышенных количеств микрокомпонентов. Ниже этой зоны под водоупорным экраном миоценовых соленосных глин в результате конденсации паров воды и углеводородных газов на эксплуатирующихся структурах возникает локальная инверсия, выражающаяся в резком снижении общей минерализации воды до 70 г/л в интервале 1,5—3 км и в повышении концентрации сульфатных и гидрокарбонатных ионов (зона *II*). Несмотря на это, концентрация редких и сопутствующих элементов (рубидий, цезий, иод, бром, бор) остается в них весьма высокой по отношению к общей минерализации. Залегающие ниже хлоридно-кальциевые рассолы характеризуются высокой минерализацией и повышенным содержанием металлов (в мг/л): стронция 2400, рубидия 6,2, цезия 1,3, ниобия и тантала 0,03, марганца 97, цинка 91, свинца 4,2, меди 2,0, никеля и кобальта 0,05. Рассолы данного типа фиксируют зону затрудненного водообмена под структурно-литологическим экраном (зона *III*).

Распределение рубидия, цезия и стронция в глубоких азотно-метановых и метановых подземных водах Предкарпатского и Закарпатского прогибов

Водоносный комплекс	Интервал опробования, м	Общая минерализация, г/л	Химический тип воды	Содержание мг/л (в числителе — максимальное; в знаменателе — среднее)		
				рубидий	цезий	стронций
Внешняя зона Предкарпатского прогиба						
Сарматский	2030—2920	13—90	$\frac{Cl\ 89-97}{Na\ 75-88}$	$\frac{0,8}{0,3}$	<0,05	$\frac{143}{82}$
Тортонский	1821—2087	100—220	$\frac{Cl\ 95-99}{Na\ 82-85\ Ca\ 10-12}$	$\frac{0,3}{0,1}$	<0,05	$\frac{255}{127}$
Верхнемеловой	1230—1386	121—130	$\frac{Cl\ 97-99}{Na\ 83\ Ca\ 9-15}$	$\frac{0,1}{0,05}$	<0,05	$\frac{130}{72}$
Верхнеюрский	1658—1693	135—147	$\frac{Cl\ 98-99}{Na\ 85-90}$	$\frac{0,2}{0,01}$	<0,05	$\frac{190}{88}$
Внутренняя зона Предкарпатского прогиба						
Миоценовый	1900—2300	270—353	$\frac{Cl\ 98-100}{Na\ 89-93}$	$\frac{0,8}{0,3}$	<0,05	$\frac{1850}{420}$
Олигоценовый	2905—3600	183—285	$\frac{Cl\ 97-99}{Na\ 81-90\ Ca\ 8-12}$	$\frac{2,63}{0,82}$	$\frac{1,3}{0,36}$	$\frac{2320}{401}$
Эоценовый	3072—3252	164—178	$\frac{Cl\ 99-100}{Na\ 70-81\ Ca\ 21-26}$	$\frac{2,5}{0,9}$	$\frac{0,2}{0,08}$	$\frac{2356}{1520}$
Закарпатский прогиб						
Нижнемиоценовый	1130—1170	20—25	$\frac{Cl\ 80-85\ HCO_3\ 8-11}{(Na+K)\ 95-99}$	$\frac{0,63}{0,3}$	<0,05	$\frac{5,8}{3,3}$
Сарматский	600—622	12—16	$\frac{Cl\ 75-77\ HCO_3\ 15-20}{(Na+K)\ 90-98}$	$\frac{0,13}{0,05}$	<0,05	$\frac{3}{1,2}$
Сарматский	300—586	13,5—15	$\frac{Cl\ 80-82\ HCO_3\ 15-18}{(Na+K)\ 95-98}$	$\frac{0,12}{0,07}$	<0,05	$\frac{2,5}{1,3}$

Примечание. Таблица составлена по результатам анализа 55 проб.

Химический состав углеводородных рассолов глубокопогребенных

Компоненты	Внутренняя		
	Площадь (водоносный горизонт		
	Лугская (олигоценовый 6195—6260)	Рассольненская (эоценовый 3225—3250)	Старуньская (олигоценовый, (3250—3280)
HCO_3^-	42,73	91,5	30
SO_4^{2-}	10,29	123,6	5
Cl^-	134 181,3	108 699,7	174 838,0
K^+	655	650	660
Na^+	63 425,0	63 200	64 339,7
Ca^{2+}	16 907,7	16 315	12 540,0
Mg^{+2}	1 519,9	1 455,8	1 896,2
Rb^+	2,2	2,0	2,4
Cs^+	1,3	0,08	0,07
Sr^{2+}	2 204,0	2 356	2 000
Общая минерализация	219 102,7	192 954,4	256 371
$Cs/Cl \cdot 10^5$	0,9	0,07	0,04
$Rb/Cl \cdot 10^5$	1,6	1,8	1,3
K/Rb	298	325	275
Ca/Sr	7,3	6,9	6,3
Cl/Br	454,4	581,3	382,8
*r*Na/*r*Cl	0,74	0,69	0,58
Формула химического состава	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 74\ Ca\ 22}\ pH_{4,5}$	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 70\ Ca\ 26\ Mg\ 4}\ pH_{6,0}$	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 72\ Ca\ 25}\ pH_{4,6}$

В области сочленения Внешней и Внутренней зон Предкарпатского прогиба располагаются калийные месторождения, приуроченные к миоценовым отложениям верхневоротыщенской и баличской свит. Они представлены преимущественно сульфатно-хлоридными калийно-магниевыми солями (кианитовые, сильвинитовые, лангбейнитовые и др.). Мощность соляных залежей достигает 650 м. Верхняя часть их выщелочена инфильтрационными водами до состояния гипсово-глинистой шляпы.

Большая часть микроэлементов, особенно редкие металлы, присутствуют поэтому в надсолевых сульфатно-кальциевых и сульфатно-хлоридно-натриевых водах в небольших концентрациях. К основанию гипсово-глинистой шляпы минерализации вод увеличивается до 400 г/л и они приобретают хлоридно-сульфатно-натриево-магниевый и натриево-кальциевый состав. Соответственно количество стронция, брома и бора возрастает в них до нескольких десятков миллиграммов на литр, а рубидия — до 10 мг/л. Максимальная минерализация характерна для внутрисолевого водоносного комплекса. Содержание сульфатов не превышает в нем 1—2 мг-экв, а количество хлоридов калия, магния и коррелирующих с ними редких щелочных элементов достигает

Таблица 33

нефтегазоносных структур Предкарпатского прогиба, мг/л

зона	Внешняя зона		
и глубина опробования, м)			
Космачская (олигоценовый, 2905—2920)	Грыновская (верхнетортонский, 1659—1693)	Ковалевка-Черешенская (верхнетортонский, 1822—1856)	Залужанская (сарматский 2089—2102)
366	20	854	2 843,5
345,5	1 355	1 130	129,2
111 227,4	89 198,1	132 839	52 790,9
330	449,6	350	210
66 000	47 203,6	78 500	32 000
4 989,4	6 736,1	7 723	3 778,1
659,4	1 749,5	2 495	1 291,9
0,34	0,18	0,28	0,12
0,05	0,05	0,05	0,05
650	180	285	143
186 185	146 897,8	224 190,3	93 190
0,04	0,05	0,03	0,09
0,3	0,2	0,2	0,2
2 142	2 247,5	1 458,7	1 750
7,6	84,4	27,1	25,5
346,9	270,0	453,4	308,7
0,9	0,82	0,91	0,93
$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 90}$ $pH_{6,8}$ Ca 8	$\frac{Ca\ 99}{(Na+K)\ 85}$ $pH_{7,0}$ Ca 7	$\frac{Cl\ 99}{(Na+K)\ 84}$ $pH_{6,0}$ Ca 10 Mg 6	$\frac{Cl\ 97}{(Na+K)\ 80}$ $pH_{6,6}$ Ca 12

высоких значений. Так, например в хлоридно-натриево-магниевых рассолах Калуш-Голыньского, Моршинского и Стебникского месторождений нами обнаружено (в мг/л): до 590 стронция, до 6 рубидия и до 0,5 цезия.

Гидродинамические условия Предкарпатского прогиба. Особенности динамики подземных вод Предкарпатского прогиба и его палеогидрогеологического развития определили условия формирования и сохранения в определенных его частях металлоносных рассолов. Как следует из вышеприведенной характеристики закономерностей их распространения, рассолы, наиболее обогащенные разнообразным комплексом микрокомпонентов, сосредоточены во Внутренней зоне прогиба. Здесь они пространственно тяготеют к глубокопогребенным, тектонически экранированным нефтеносным структурам, относимым А. А. Карцевым [1972] к типу элизионных природных водонапорных систем.

Во Внешней зоне прогиба пластовые давления глубоких вод примерно равны гидростатическим [В. В. Колодий, 1975 г.]. Судя по характеру изменения напоров, проникновение инфильтрационных вод во Внешней зоне прогиба ограничивается глубинами приблизительно 1—1,2 км. Снижение напоров происходит в юго-

восточном направлении от области сочленения Внешней зоны с Волыно-Подольской плитой.

Гидродинамические условия нефтеносных водонапорных систем и приуроченных к ним металлоносных рассолов во Внутренней зоне более сложные. Мощный солевой экран обусловил сохранение в нижних частях нефтеносных складок сверхвысоких пластовых давлений. Гидродинамические аномалии здесь пространственно совмещены с гидрогеохимическими и проявляются на участках скрытых очагов разгрузки глубоких крепких рассолов в вышележащие горизонты.

Характер распределения пластовых давлений во Внутренней зоне прогиба указывает на широкое развитие в глубоких частях гидрогеологического разреза, особенно в глубокопогребенных антиклинальных складках квазизастойного режима, характерного для элизионных водонапорных систем. Процессы инфильтрации и рассеяния химических элементов здесь распространяются на очень небольшую глубину, зависящую от мощности водоупорного глинисто-соляного экрана. Наиболее интенсивно промывались в олигоцене антиклинальные структуры, расположенные в приподнятой центральной части Внутренней зоны прогиба (Ольховка, Струтынь и др.).

Подземные воды здесь даже на глубинах 2,5—3 км характеризуются пониженной минерализацией (до 80 г/л) и имеют хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый состав. По сравнению с окружающими районами они отличаются пониженной величиной пластовых давлений и микрокомпонентов. Эта гидрохимическая инверсия прослеживается только в региональном плане и не характерна для локальной гидрогеохимической зональности отдельных глубинных складок, в которых наблюдается закономерное увеличение с глубиной пластового давления и общей минерализации вод с изменением гидрокарбонатно-натриевого типа вод через хлор-магниевый в хлоридно-кальциевый. Такая однонаправленность гидрогеохимической зональности глубинных складок, независимо от характера их расположения по отношению друг к другу, позволяет сделать вывод о длительных условиях гидрогеологической закрытости поднадвиговой части Внутренней зоны прогиба, наиболее благоприятной для обогащения глубоких углеводородных рассолов нефтяного типа широким комплексом микрокомпонентов. На смену инфильтрационному режиму в олигоцене на отдельных приподнятых частях Внутренней зоны прогиба в миоценовое время наступил этап длительного прогибания и осадконакопления. В конце тортона прогиб мигрировал во Внешнюю зону, где в процессе седиментации мощной толщи морских осадков формировался глубокий артезианский бассейн.

Компенсационное дифференцированное погружение дна солеродных бассейнов прогиба сопровождалось подводным вулканизмом, образованием разломов и отжатием по ним поровых металлоносных рассолов в трещиноватые и пористые песчаные коллекторы.

Геотермические условия. В пределах прогиба отсутствуют открытые или близповерхностные очаги разгрузки термальных вод. Тепловое поле его глубоких артезианских бассейнов определяется главным образом стационарным радиогенным процессом. Кровля теплового потока по расчетным геофизическим данным находится на глубине 50—60 км, что примерно соответствует мощности земной коры в прогибе.

Геотермические условия прогиба различны. Наиболее прогрета его Внешняя зона, где величина геотермического градиента колеблется в пределах 4—4,5° С/100 м. В основании же флишевого этажа прогиба во Внутренней зоне температура металлоносных рассолов на глубинах 6,0—6,3 км не превышает 150° С (табл. 34). Следует отметить, что в пределах гидрогеотермиче-

Таблица 34

Характеристика изменения с глубиной температуры подземных вод Внутренней зоны Предкарпатского прогиба (на примере Лугской структуры)

Глубина замера температуры, м	Пластовое давление, 10^5 Па	Температура, °С	Содержание, мг/л		Глубина замера температуры, м	Пластовое давление, 10^5 Па	Температура, °С	Содержание, мг/л	
			Rb	Cs				Rb	Cs
1000	416	34	0,1	0,05	5000	861	120	2,1	0,3
2000	535	56	0,15	0,08	6000	970	140	2,0	1,0
3000	637	78	2,0	0,1	6260	1000	145	2,2	1,3
4000	749	100	2,1	0,2					

ских аномалий пластовые давления приближаются к гидростатическим, в то время как на участках со сверхвысокими пластовыми давлениями часто наблюдается понижение температуры подземных вод. Сильное увеличение температуры минерализованных пластовых вод повышает проницаемость даже глинистых водовмещающих пород, обычно непроницаемых при низкой температуре.

Палеогидрогеологические условия Львовской впадины и Предкарпатского прогиба. Длительное прогибание Львовской впадины сопровождалось накоплением мощных толщ морских осадочных отложений. В наиболее погруженных ее частях, представлявших на раннем палеозойском этапе глубокий узкий прогиб, к концу девона обособился ряд антиклинальных структур-ловушек, в которых локализовались крупные скопления углеводородных газов и металлоносные рассолы. Состав и формы растворенных рудных элементов были чрезвычайно разнообразны. Преобладали слабосорбируемые нейтральные и отрицательно заряженные хлоридные неорганические ($MeCl_4^{-2}$, $MeCl_2^0$ и др.) и комплексно-органические ($MeCH_2Om^n$) соединения свинца, цинка, кадмия, меди,

железа, алюминия, марганца, ртути, стронция, бария, фосфора, лития, рубидия, цезия, иода, брома, бора с подчиненными количествами никеля, кобальта, серебра, золота, селена, теллура, ванадия, таллия, сурьмы, мышьяка и многих других микроэлементов. Притоки свободных углеводородных (преимущественно метана) газов и рост концентрации металлов в рассолах хлоридно-кальциево-натриевого типа из подстилающих протерозойских песчаников указывают на начавшийся здесь процесс формирования продуктивных газоносных гидрогеологических структур еще в докембрии.

В последующие периоды палеозоя (ордовик, силур, карбон, средний и нижний девон) во Львовской впадине и в других седиментационных бассейнах Русской платформы продолжалось накопление осадков, которые под тяжестью геостатических нагрузок становились слабопроницаемыми. В верхнедевонское и юрское время в лагунах осаждались гипсы и позднее — известняки с серой. В солевом составе вод соответственно понизилось содержание кальция и возросла концентрация сульфатов. Величина pH повысилась, а концентрация растворенных металлов соответственно уменьшилась.

Под активным воздействием десульфурирующих бактерий в морской воде и донных осадках накапливался сероводород и гидросульфиды. В результате изменения геохимических и термодинамических условий (понижение pH, рост Eh, падение давления и температуры) происходил распад гидросульфидных и других комплексных соединений металлов. Сульфиды свинца, цинка, железа, меди осаждались в кавернозных известняках и пористых песчаниках под экраном водоупорных глин. Последние благодаря высокой дисперсности и битуминозности также сорбировали разнообразный комплекс микроэлементов.

В этот период седиментация осадков и формирование продуктивных структур во внешней приплатформенной зоне прогиба протекало в более глубоководных условиях. Общая минерализация вод, судя по составу поровых вод, превышала 100 г/л, а величина Ca/Sr оставалось <10.

Следующим важным периодом формирования гидрогеологических структур в Предкарпатском регионе был верхнетортонский. Ему предшествовало небольшое погружение Внешней зоны прогиба и окраины Русской платформы с накоплением органогенных литотамниевых известняков и песчано-глинистых отложений с прослоями туффитов. Общая минерализация морских и подземных вод в прогибе не превышала 10 г/л, а на платформе 3 г/л. Вдоль зоны ее сочленения с прогибом образовались тектонический шов и система глубинных разломов, по которым началась скрытая разгрузка из палеозойских горизонтов глубоких металлоносных рассолов. Наиболее крупные глубинные разломы (Калушский, Стебникский и др.) представляли узкие горсты, на дне которых происходила разгрузка металлоносных углеводородных рассолов, содержащих большое количество калия, магния, руби-

дия, цезия, стронция, свинца, цинка, железа, марганца и других металлов.

Концентрация металлов в водах увеличивалась по мере приближения к зонам разломов, где происходило наиболее интенсивное уплотнение пород и отжатие металлоносных поровых вод в ослабленные трещиноватые зоны и пористые коллекторы. Наименьшей способностью к разбуханию и уплотнению обладали гидрослюдистые глины, которые и сохранили поэтому максимальные количества металлов. Между возрастом и калиеносностью этих глин, как между калием и редкими щелочами в подземных рассолах, отмечается положительная корреляция.

Около флексурообразных уступов нижнетортонских литотамниевых известняков в зоне сочленения с Предкарпатским прогибом накапливались органические вещества, необходимые для жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов. Поперечные глубинные разломы (Ходоровский, Городенковский и др.) в виде горстов разделяли Львовский бассейн на отдельные лагуны, в которых происходила садка гипсов и известняков. Дискуссионный вопрос об источниках соленых вод, пополнявших запасы воды в лагуне, может быть, на наш взгляд, решен, если учесть наличие гидрогеологических окон в размытой поверхности нижнетортонских известняков. Именно по ним, а не из Внешней зоны Предкарпатского прогиба, как показали результаты опробования глубоких скважин [Голева, Алексинская, Шапарин, 1975], вскрывших в палеозойских отложениях газовые залежи, происходила разгрузка термальных металлоносных углеводородных рассолов из подстилающих мезозойских и палеозойских водоносных горизонтов впадины. В результате смешения этих рассолов с сульфатными сероводородными водами лагун состав растворенных форм металлов изменялся на менее устойчивый сульфатно-сульфидный. Это вызывало их осаждение в виде соответствующих рудных минералов и хемогенно-сорбционных соединений ($SrSO_4$, $BaSO_4$, PbS и др.).

Высокая температура глубоких рассолов благоприятствовала садке сульфатных солей даже в периоды увлажнения климата, а их обогащенность углеводородной органикой являлась важным фактором в пополнении питательной среды для микроорганизмов, редуцирующих сульфаты в сероводород.

Во Внешней зоне Предкарпатского прогиба в ратынское время существовал более глубоководный морской бассейн, отделившийся Калушским глубинным разломом от Львовского сероносного бассейна (рис. 21). Здесь отлагались в основном мергели и карбонатные загипсованные глины. Степень рассолонения лагун определялась интенсивностью тектонических подвижек и функционированием связанных с ними очагов разгрузок нижезалегающих палеозойских и мезозойских углеводородных термальных рассолов.

Геохимическая направленность их реакций с сульфатными водами верхнетортонских лагун была идентичной охарактеризо-

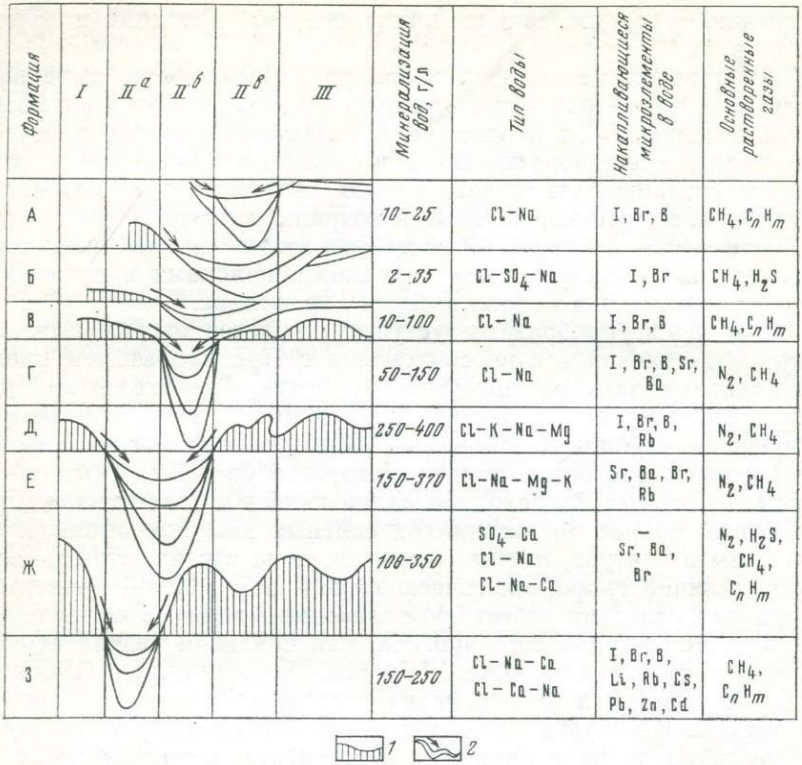


Рис. 21. Палеогидрогеохимическая схема формирования подземных вод Восточных Карпат, Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Русской платформы.

Геологоструктурные зоны: *I* — Восточные Карпаты; *II*а — Бориславско-Покутская подзона Внутренней зоны прогиба; *II*б — Самборская подзона Внутренней зоны прогиба; *II*в — Внешняя зона прогиба; *III* — платформа. *Формации:* А — опресненная морская, песчано-глинистая (N_1s, Дашавская свита); Б — угленосная, морская глинистая, гипс-ангидритовая (Ковалевская, Косовская, Тирасская свиты, N_1t); В — морская, глинистая (N_1t, Опольские слои); Г — озерно-дельтовая, (N_1h); Д — терригенно-калиеносная (N_1h, Калушская толща); Е — пестроцветная глинисто-соленосная (N_1b, Стебникская свита); Ж — терригенно-соленосная (N_1ak, Воротыщенская свита); З — флишоидная (Pg_3, Поляницкая свита); *1* — приподнятая область сноса; *2* — область погружения и накопления морских, терригенных и соленосных отложений (с бассейнами артезианских вод различной солености)

ванным выше. Образование сероносных залежей происходило в результате биогенного окисления растворенного сероводорода по известным реакциям [Гаррелс, Маккензи, 1974; Германов, Пантелеев и Швец, 1978; Каравайко, Кузнецов, 1972; Перельман, 1972 и др.]. Роль кислорода, тионовокислых бактерий и электрохимических процессов разложения воды в окислении сероводорода и гидросульфидных ионов до серы рассматривается в этих работах с разных позиций.

В отличие от сероносных залежей на юго-западной окраине Русской платформы, скопления серы в Предкарпатском прогибе встречаются на больших глубинах и под более мощным глинис-

тым экраном. Сульфидная минерализация здесь приурочена к гипсоносным и карбонатно-глинистым породам, слагающим крылья гидрогеологически полураскрытых антиклинальных газонефтеносных складок (Трускавецкое полиметаллическое месторождение).

Вкрапления сфалерита и цинка с изоморфными примесями кадмия и других металлов заключены в основном в кристаллах гипса и в сере, что указывает на сингенетичность их формирования. Частично цинк и свинец содержатся в миоценовых глинах в виде сорбированных солевых форм ($MeCl^+$, $MeCl_2^0$). Осаждение и накопление сульфидных соединений металлов происходило только в экранированных очагах разгрузки и смешения углеводородных металлоносных глубоких рассолов с неглубокими сульфатными сероводородными водами. Некоторая часть сероводорода поступала совместно с хлоридными углеводородными рассолами из нижележащих напорных мезозойских и палеозойских водоносных горизонтов.

В результате изменения вертикального восходящего движения глубоких рассолов в приповерхностной зоне на боковой растек по проницаемым напластованиям карбонатных пород морфология осадочного оруденения представляет сочетание вертикальных рудных прожилков с пластовыми залежами. Например, одно из таких оруденений приурочено к верхней разрушающейся части Бориславской нефтеносной структуры, залегающей в поднадвиговой части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, где помимо нефтяных структур сохранились крупные залежи калийных солей (Стебникское), парагенетически связанных также с металлоносными углеводородными термальными рассолами.

Из сказанного можно сделать следующие выводы.

1. В Предкарпатском прогибе наиболее обогащенные микрокомпонентами углеводородные рассолы формируются в глубокопогребенных структурах-ловушках на глубине более 2,5—3 км в поднадвиговой части Внутренней зоны прогиба. Водовмещающие породы сложены морскими флишевыми и вулканогенно-осадочными образованиями, не содержащими, за исключением глинистых разностей, повышенных концентраций металлов.

2. Металлоносные рассолы отличаются высокой (до 160° С) температурой, сверхвысокими пластовыми давлениями, застойным водообменом, метаморфизованным хлоридно-кальциево-натриевым составом, высокой (250—350 г/л) минерализацией.

3. Идентичность состава растительных микроостатков морских осадочных водовмещающих пород и рассолов указывает на сингенетичность последних по отношению к вмещающим породам.

4. Минералого-геохимическая зональность Предкарпатского прогиба, так же как и других глубокопогребенных геологических структур, определяется его гидрогеохимической зональностью, отражающей изменение закономерностей рассеяния и накопления химических элементов в системе «вода — порода» в процессе геологического развития прогиба. Так, по направлению восходящего

движения металлоносных рассолов концентрирование редких щелочных металлов происходит главным образом на сорбционном барьере в углисто-глинисто-карбонатных породах, а тяжелых металлов (медь, цинк, свинец, железо и др.) — на сероводородном барьере в виде труднорастворимых вторичных сульфидов, карбонатных и сульфатных минералов. При этом состав вторичных минералов определяется составом преобладающих форм нахождения соответствующего элемента в водной фазе.

ПРИЧЕРНОМОРСКИЙ ПРОГИБ

Исходя из общих геологических предпосылок выяснение закономерностей распространения и накопления микрокомпонентов в подземных водах прогиба проводилось на базе опробования потенциально наиболее перспективных глубокопогребенных структур Степного Крыма. В настоящее время его мезо-кайнозойский осадочный чехол разбурен до глубины 4,5 км. Его слагают песчано-глинистые и карбонатные толщи триаса, юры, мела, палеогена и неогена. Породы фундамента предположительно палеозойского и раннемезозойского возраста пересекаются субширотными глубинными разломами, контролировавшими развитие основных структурных и гидрогеологических элементов Крыма: Тарханкутского поднятия, Симферопольского выступа, Альминской, Индольской, Сивашской, Каркинитской впадин и Керченской системы малых бассейнов. Соответственно Степной Крым районируется на несколько сложных артезианских бассейнов второго порядка: Северо-Сивашский, Альминский, Белогорский. Наиболее погруженной является центральная зона глубинных разломов.

Для решения ряда гидрогеохимических вопросов в области накопления микрокомпонентов нами были опробованы наиболее крупные соленые лиманы и озера Крыма: Красное, Чокрак, Старое и др. Оказалось, что в наиболее минерализованных (до 620 г/л) озерах и морских лиманах наблюдается точечная и линейная разгрузки глубоких трещиновых вод, обогащенных иодом (до 10 мг/л), бромом (до 500 мг/л) и стронцием (до 220 мг/л). Содержание рубидия колеблется от 0,1 мг/л в открытых слабосоленых (16 г/л) лиманах Черного и Азовского морей до 1,5 мг/л в рапе внутриконтинентальных озер и более изолированных лиманов, обладающих высокой (<200 г/л) минерализацией. Цезий в поверхностных водоемах Крыма не обнаружен. В солевом составе озер и лиманов преобладают сульфаты, хлориды натрия и магния.

Распределение микрокомпонентов в глубоких подземных водах Степного Крыма. Обследование глубоких скважин, вскрывающих палеогеновые и меловые водоносные комплексы Северо-Сивашского и Белогорского артезианских бассейнов, показало, что слабосоленые (до 25 г/л) воды этих водоносных комплексов, имеющие хлоридно-сульфатно-натриевый и хлоридно-натриевый составы, в интервале глубин 700—3000 м характеризуются низкими

содержаниями микрокомпонентов. При этом концентрация последних (иод, бром, бор, стронций, рубидий и др.) возрастает к центральным наиболее погруженным частям бассейнов и резко падает по направлению к Симферопольскому поднятию, являющемуся областью питания для окаймляющих его с запада Альминского и с востока Индольского артезианских бассейнов. Например, содержание брома в нижнемеловом водоносном комплексе Альминского басейна не превышает 1 мг/л, а рубидия 0,6 мг/л. В более глубоких (2,3 км) водах палеогеновых отложений Тарханкутского поднятия и Северо-Сивашского артезианского бассейна вскрыты хлоридно-натриевые соленые (15—21 г/л) воды с повышенной (до 57 мг/л) концентрацией стронция. Нарастание иода до 11 мг/л, брома до 162 мг/л, стронция до 560 мг/л, рубидия до 0,9 мг/л и цезия до 0,62 мг/л происходит на глубинах свыше 3 км в зоне весьма замедленного водообмена под мощным экраном глинистых отложений майкопской свиты. Невысокие по сравнению с другими передовыми прогибами альпийской зоны складчатости минерализация и металлоносность подземных вод Степного Крыма вызвана более слабым проявлением вулкано-магматических и галогенных процессов в период формирования артезианских бассейнов. Исключение составляют лишь малые бассейны Керченского полуострова, где аномальные содержания редких элементов (рубидия до 1,2 мг/л; цезия до 0,6 мг/л и стронция до 480 мг/л) обнаружены в трещинных соленых водах грязевых вулканов и в глубокопогребенных (до 4,5 км) водоносных комплексах юрских отложений (Тамбовская площадь).

Распределение редких щелочных металлов в водовмещающих породах Степного Крыма. Результаты изучения особенностей распределения рубидия и цезия в водовмещающих и водоупорных породах Степного Крыма приведены в табл. 35 и на рис. 22—26.

Таблица 35

Средние содержания, г/т и соотношения щелочных элементов в породах Степного Крыма

Возраст	Порода	Rb	Cs	Na	K	K/Rb	Na/Rb	K/Cs	Na/Cs
K_1	Туфы	66	8	15 774	19 008	288	239	2375	1978
	Глины	63	4	3 276	11 844	188	52	2961	314
K_2	Глины	60	3	4 740	11 640	194	79	3886	1588
	Карбонатные отложения	7	3	869	1 960	280	124	658	289
	Песчаные породы	70	4	4 600	14 400	206	66	3600	1150
P_3	Глины	74	4	5 032	12 654	171	68	3223	1249
	Карбонатные отложения	55	6	3 900	11 800	214	70	1966	650
N	Глины	91	5	6734	17 108	188	74	3422	1354
	Карбонатные отложения	40	—	2500	3 250	81	62	—	—
	Песчаные породы	78	6	2496	14 442	189	32	2452	421

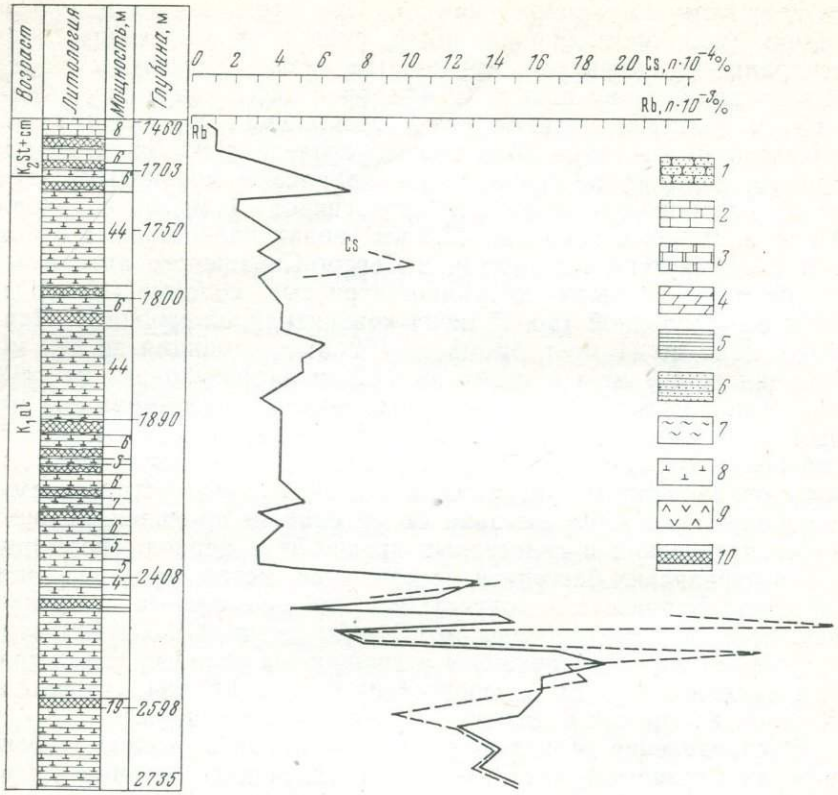


Рис. 22. Схематический разрез по скв. 1 (Красноярская площадь).

1 — песчаник; *2* — известняк; *3* — мергель; *4* — доломит; *5* — аргиллит; *6* — алевролит; *7* — глина; *8* — туф; *9* — андезито-базальты; *10* — нет керна

Из опробованных литологических разностей наибольшие содержания редких щелочных элементов приурочены к туфам. В нижнемеловых отложениях Красноярской площади (см. рис. 22) содержание рубидия в туфах достигает 190 г/т, а цезия 36 г/т. Причем этот максимум приурочен только к нижней части туфового разреза, а выше наблюдается резкое уменьшение их концентраций в туфах.

Если рассматривать весь осадочный комплекс опробованных пород, то следующее (после туфов) повышение содержаний редких щелочных элементов отмечается в верхних частях разреза Степного Крыма. Так, максимальные содержания рубидия (до 160 г/т) характерны для аргиллитовых отложений верхнего палеогена (см. рис. 25), а цезия (до 18 г/т) — для глинистых отложений неогена (см. рис. 26). Из табл. 35 следует, что и наиболее повышенные средние содержания рассматриваемых элементов приурочены к неогеновым отложениям.

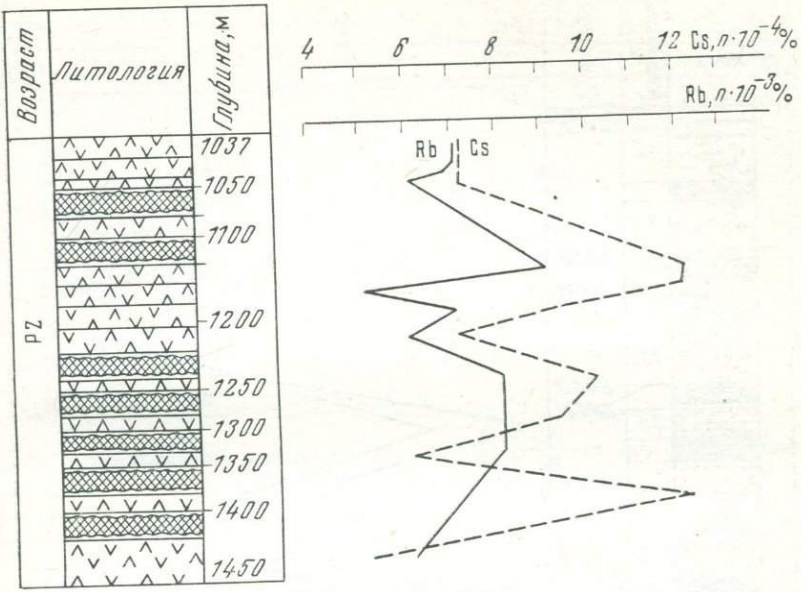


Рис. 23. Схематический разрез по скв. 1 (Северная площадь). Условные обозначения см. на рис. 22

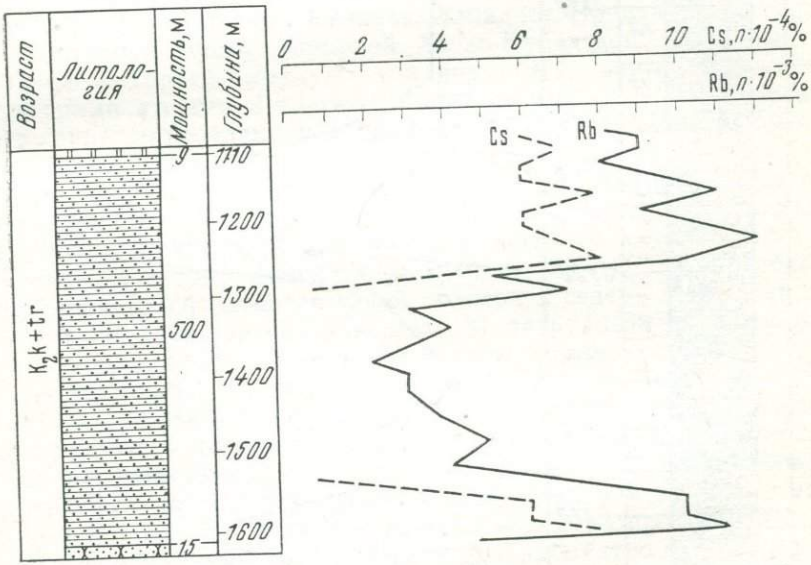


Рис. 24. Схематический разрез по скв. 28 (Северо-Сивашская площадь). Условные обозначения см. на рис. 22

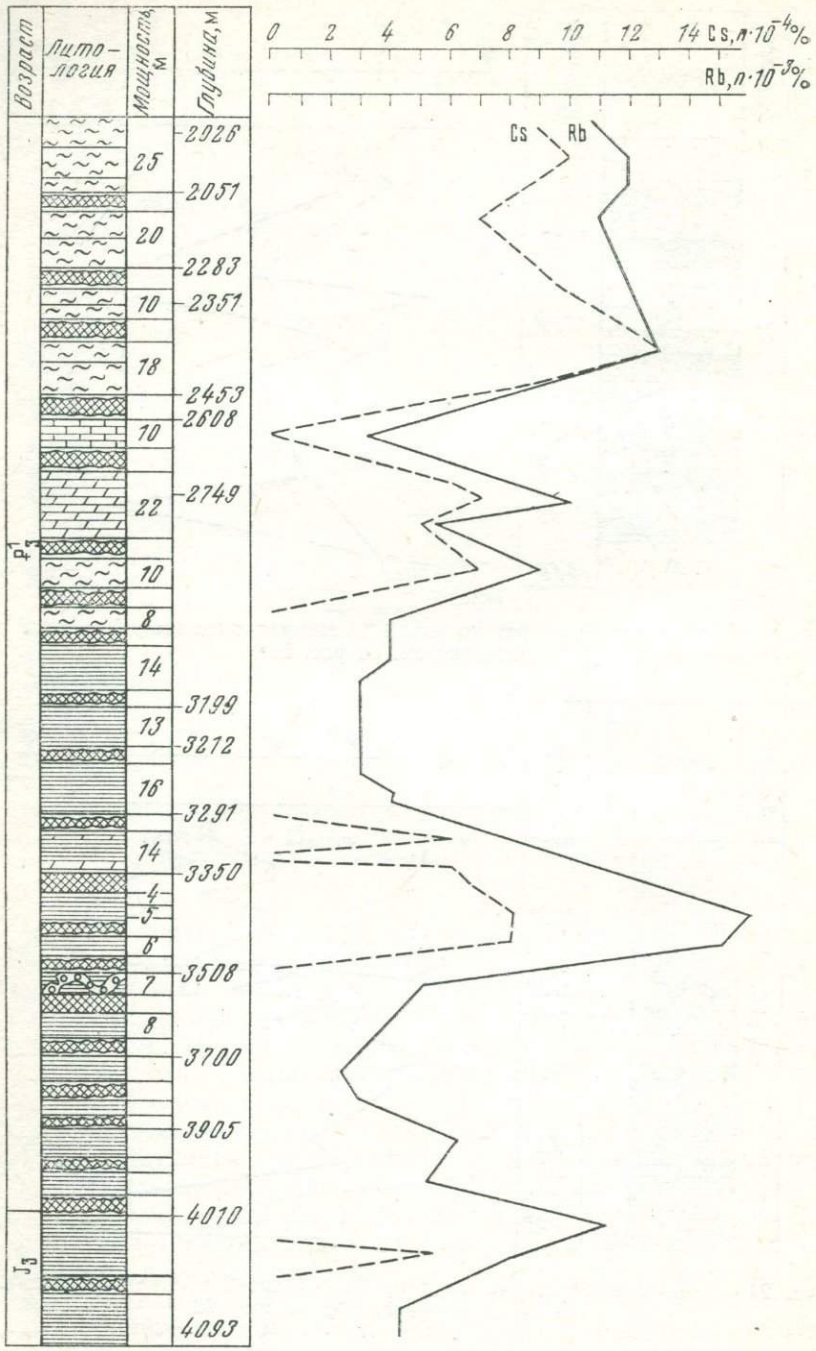


Рис. 25. Схематический разрез по скв. 1 (Тамбовская площадь). Условные обозначения см. на рис. 22

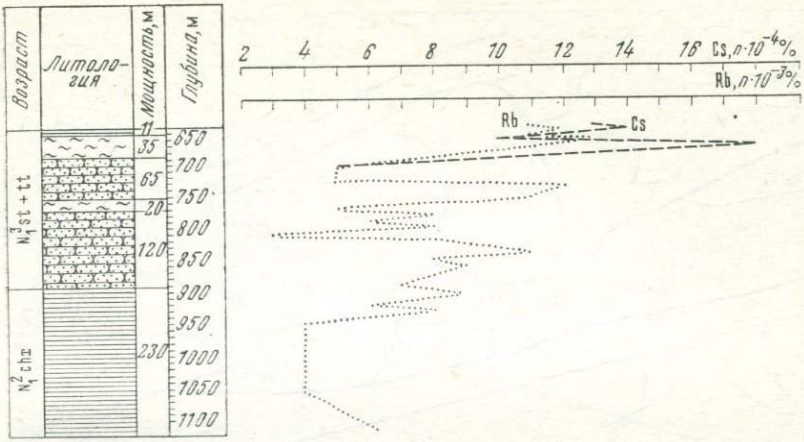


Рис. 26. Схематический разрез по скв. 3 (Красновская площадь). Условные обозначения см. на рис. 22

ПРЕДКАВКАЗСКИЙ ПРОГИБ

Территория Предкавказского прогиба делится на три крупные области: Западную, Центральную и Восточную. Центральное Предкавказье охватывает Ставропольское поднятие и его обрамление, Минераловодский выступ и зону блоковых подвижек северного склона Большого Кавказа. Западное Предкавказье включает восточную часть обширной Азово-Кубанской впадины, а Восточное — Терско-Кумскую впадину. Эти зоны осложнены структурами второго и третьего порядков (рис. 27). Наибольшие содержания микроэлементов приурочены к рассолам Восточного Предкавказья (рис. 28—31).

В гидродинамическом и гидрохимическом отношении территория Предкавказья делится на следующие зоны: 1) активного водообмена (приурочена к области раскрытого залегания пород на Северном склоне Кавказского хребта); 2) слабозамедленного водообмена (располагается узкой полосой к северу от выхода отложений на дневную поверхность); 3) затрудненного водообмена (прослеживается в виде узкой полосы от зоны слабозамедленного водообмена); 4) весьма замедленного водообмена (распространена на большей части описываемой территории). К первой зоне приурочены родники пресных и слабоминерализованных вод весьма разнообразных по составу: от сульфатно-гидрокарбонатно-натриевых до гидрокарбонатно-кальциевых, обедненных микрокомпонентами. Во второй и третьей зонах распространены воды повышенной минерализации гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-натриевого состава. К четвертой зоне относятся хлоридные рассолы натриевого и натриево-кальциевого состава, обогащенные микрокомпонентами в пределах развития соленосных отложений.

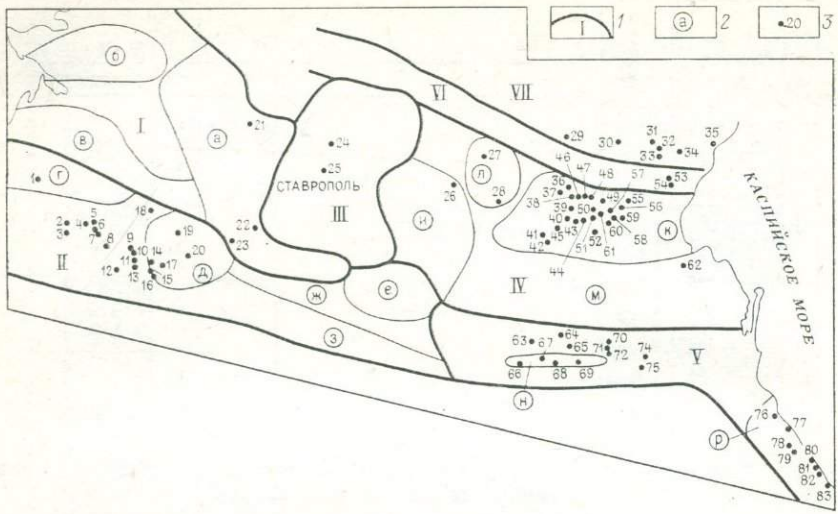


Рис. 27. Схематическая карта обследованных структур Северного Кавказа.

Границы тектонических элементов: 1 — первого порядка; *2* — второго порядка; *3* — локальные обследованные структуры. *Тектонические элементы на схеме:* I — Азово-Кубанская впадина (*а* — Восточно-Кубанский прогиб, *б* — Ейско-Березанская зона поднятий, *в* — Тимашевская ступень, *г* — Западно-Кубанский прогиб); II — Северо-Кавказский краевой массив (*д* — Адыгейский выступ, *е* — Минераловодский выступ, *ж* — Северо-Кавказская моноклиналь, *з* — Лабино-Малкинская зона); III — Ставропольский свод; IV — Терско-Кумская впадина (*и* — Чернолесский прогиб, *к* — Прикумско-Тюленевская зона поднятий, *л* — Арзгирское поднятие, *м* — Затеречная платформенная область); V — Терско-Каспийский передовой прогиб (*н* — Сунженская антиклинальная зона, *р* — зона прибортовых третичных складок); VI — Кумско-Манычская система прогибов; VII — вал Карпинского. *Локальные структуры на схеме: 1* — Славянская, *2* — Глубокий Яр, *3* — Кипячая, *4* — Восточно-Северская, *5* — Ново-Дмитриевская, *6* — Калужская, *7* — Дыш, *8* — Горячий ключ, *9* — Абузы, *10* — Камышановая Балка, *11* — Кура-Цеце, *12* — Мирная Балка, *13* — Широкая балка, *14* — Центральное Поле, *15* — Хадыженская, *16* — Нефтянская, *17* — Тицино, *18* — Великая, *19* — Майкопская, *20* — Тульская, *21* — Расшеватская, *22* — Южно-Советская, *23* — Лабинская, *24* — Северо-Ставропольская, *25* — Казинская, *26* — Мирненская, *27* — Каменская, *28* — Прасковейская, *29* — Озерная, *30* — Кеке-Уса, *31* — Екатерининская, *32* — Восточный Камышан, *33* — Нарын-Худук, *34* — Улан-Холл, *35* — Каспийская, *36* — Колодезная, *37* — Величаевская, *38* — Зимняя Ставка, *39* — Озек-Суат, *40* — Агасиевская, *41* — Ачикулак, *42* — Лесная, *43* — Курган-Амур, *44* — Леваневская, *45* — Русский Хутор (центральный), *46* — Правобережная, *47* — Восточная, *48* — Русский Хутор (северный), *49* — Сухокумская, *50* — Южно-Сухокумская, *51* — Эмир, *52* — Граничная, *53* — Восточно-Артезианская, *54* — Имчекская, *55* — Степная, *56* — Солончаковая, *57* — Дахадаевская, *58* — Перекрестная, *59* — Равнинная, *60* — Майская, *61* — Мартовская, *62* — Тарумовская, *63* — Малгобек-Вознесенская, *64* — Борису, *65* — Горагорская, *66* — Заманкульская, *67* — Ачалукская, *68* — Карабулакская, *69* — Серноводская, *70* — Правобережная, *71* — Хаян-Корт, *72* — Старогрозненская, *73* — Соленая Балка, *74* — Гудермес, *75* — Октябрьская, *76* — Ачису, *77* — Избербаш, *78* — Гаша, *79* — Селли, *80* — Берикей, *81* — Дузлак, *82* — Дагогни, *83* — Хошмензил

В двух срединных зонах наблюдается небольшое увеличение содержаний микрокомпонентов в местах разгрузки вод четвертой зоны.

В вертикальном разрезе природные воды Предкавказья подразделяют на два водоносных этажа — над- и подмайкопский. Региональным водоупором между ними являются верхнемайкопские отложения, представленные плотными глинами мощностью до 300 м в западной части Предкавказья и 600—750 м в его восточной части. В водах надмайкопского этажа отмечаются в основном низкие и слабоповышенные (в Терско-Каспийском прогибе) содержания микроэлементов. Повышенные содержания пос-

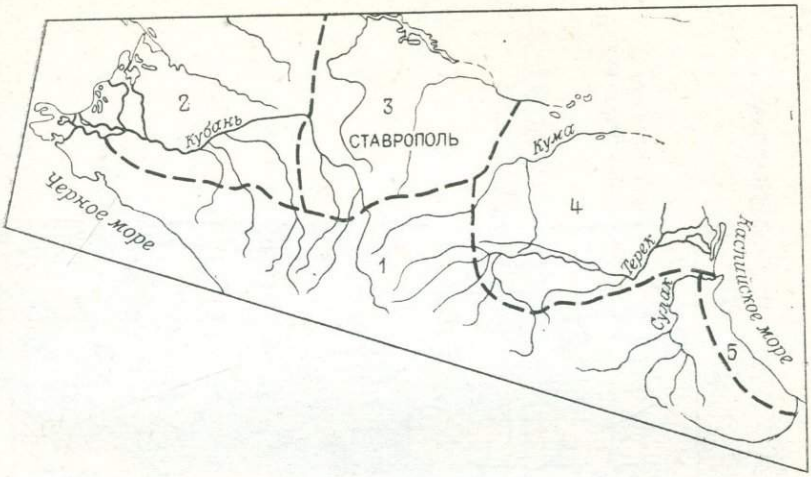


Рис. 28. Карта гидрогеологических районов Северного Кавказа.

1 — бассейн трещинных подземных вод Большого Кавказа с повышенным содержанием микрокомпонентов; *2* — Азово-Кубанский артезианский бассейн, обедненный микрокомпонентами; *3* — бассейн подземных вод Ставропольского сводового поднятия и его склонов со слабо повышенным содержанием микрокомпонентов в глубоких нефтяных рассолах; *4* — Терско-Кумский артезианский бассейн с повышенным содержанием микрокомпонентов в рассолах меловых и юрских отложений; *5* — Дагестанский артезианский бассейн с повышенным содержанием микрокомпонентов в рассолах подмайкопского водоносного этажа

ледних наблюдаются в основном в водах подмайкопского этажа. Поэтому главное внимание в настоящей работе уделяется характеристике подмайкопского водоносного этажа. Характер гидродинамической и гидрохимической зональности в вертикальном разрезе сверху вниз аналогичен зональности с юга на север.

Ниже приводится характеристика распределения микроэлементов по водоносным горизонтам в пределах обследованных структур.

Самыми верхними водами, опробованными на редкие щелочные элементы и стронций, являются водоносные отложения мэотического яруса (N_1^3m). Рассолы этих отложений были обследованы нами на территории Западно-Кубанского прогиба в пределах Славянской площади (табл. 36). Содержание рубидия даже в рассолах не превышает 0,1 мг/л, а цезий вообще не обнаружен, стронций встречен в количестве 13—59 мг/л. Надо отметить, что эти рассолы характеризуются повышенным содержанием иода (до 75 мг/л).

Воды отложений среднего миоцена (N_1^2) опробованы в наиболее погруженных частях Предкавказья — в Западно-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах (табл. 37). Наблюдается небольшое повышение содержаний редких щелочных элементов (рубидия до 0,56 мг/л, цезия до 0,09 мг/л и стронция до 62 мг/л) в хлоридно-натриевых водах Терско-Сунженской зоны. По мере увеличения сульфатной и гидрокарбонатной составляющих в водах содержания редких щелочных элементов уменьшаются.

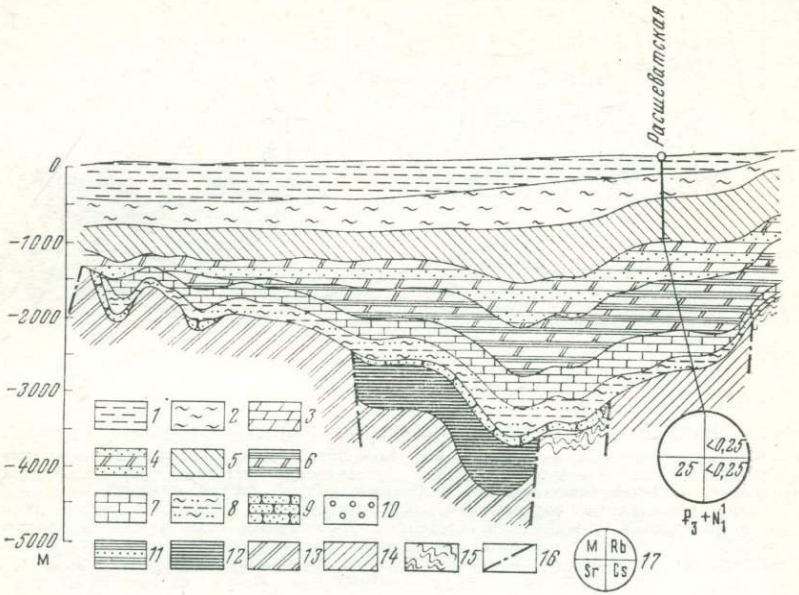


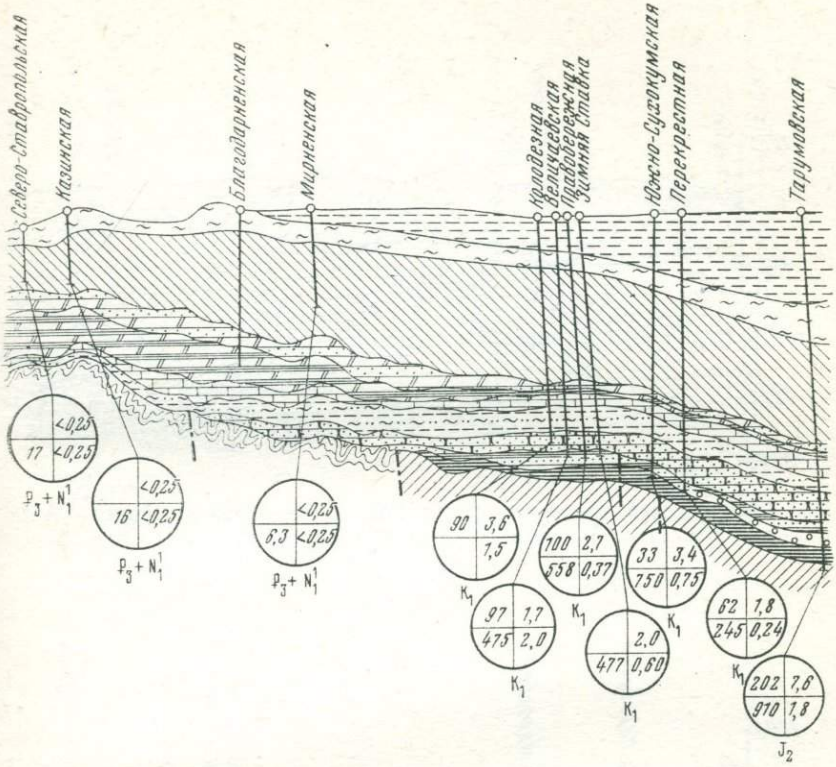
Рис. 29. Геологический разрез по линии Расшеватская — Северо-Ставропольская — Тарумовская.

1 — глины, супеси, пески (N_2+Q); *2* — глины песчано-известняковистые (N_1^{2+3}; *3* — мергели (P_1+_2); *4* — мергели с прослоями и пачками песчаников и глин (P_1+_2); *5* — глины с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов (P_3+N_1); 6 — аргиллиты и опоковидные глины с подчиненными прослоями мергелей (P_1); *7* — известняки, реже мергели и мергелистые глины (K_2); *8*—переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников и глин (K_1); *9*—песчаники (K_1J_2); *10* — грубозернистые песчаники и гравелиты (J_3); *11* — преимущественно глинистые отложения с прослоями песчаников (J_2); *12* — преимущественно аргиллиты и алевролиты (J_2); *13* — известняки с прослоями песчаников и глин (Т); *14* — глинистые туфогенные известняки (P+T); *15* — метаморфизованные породы (Pz); *16* — тектонические нарушения; *17* — содержание элементов, мг/л

Таблица 36

Распределение микроэлементов в хлоридно-натриевых рассолах мэотических отложений Славянской площади, мг/л

Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Rb	Sr	I	Br
1282,4—1254,4	26,5	0,1		19,0	66,6
1451,0—1396,6	26,1	0,1	24	49,9	85,3
1444,8—1406,5	40,0	0,1	24	75,3	95,9
1788,0—1740,0	41,2	0,1	25	30,5	90,6
2082,4—2053,0	60,9	0,1	36	59,2	138,5
2156,6—2119,4	75,0	0,1	59	63,5	157,2
1873,3—1831,8	28,3	0,1	13	55,8	91,2
1947,0—1893,4	55,7	0,1	28	40,6	122,6
1960,0—1879,6	36,3	0,1	14	41,5	95,9



Повышение содержаний редких щелочных элементов и стронция в водах среднемиоценовых отложений Терско-Сунженской зоны обусловлено ее структурными особенностями. В центральной части этой зоны расположены крупные субширотно ориентированные Терская и Сунженская мегаантиклинали, образованные высокоамплитудными (до 1 км) сложнопостроенными складками. Неогеновый структурный этаж этих складок интенсивно дислоцирован вследствие диапиризма глинистых толщ майкопской серии. Наличие соленосной толщи в юре [Деревягин, Седлецкий, 1977], в водоносном комплексе которой присутствуют воды с повышенными содержаниями редких щелочных элементов, и развитие многочисленных разрывных нарушений обусловливают разгрузку вод глубоких горизонтов в водоносные отложения среднего миоцена (см. рис. 31).

Зона третичной складчатости Южного Дагестана представлена Западной и Восточной антиклинальными зонами, строение которых в общих чертах сходно с Терской и Сунженской мегаантиклиналями, но отличается меньшим размахом диапиризма. В водах этой зоны рубидия и стронция также содержится меньше, а цезий вообще не обнаружен.

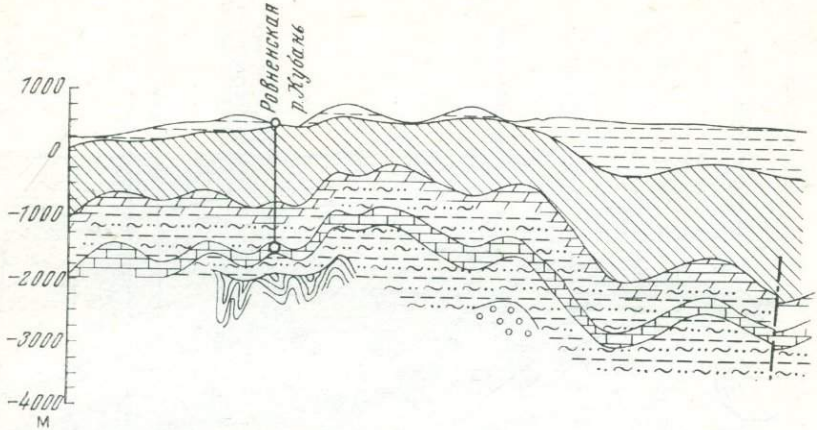


Рис. 30. Геологический разрез по линии Ровненская — Прасковейская — Артезианская. Условные обозначения см. на рис. 29

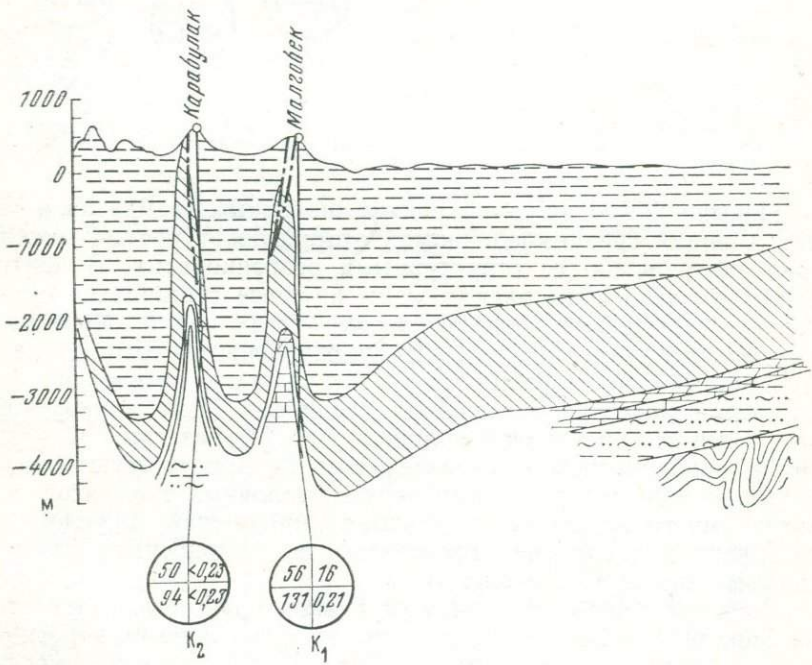
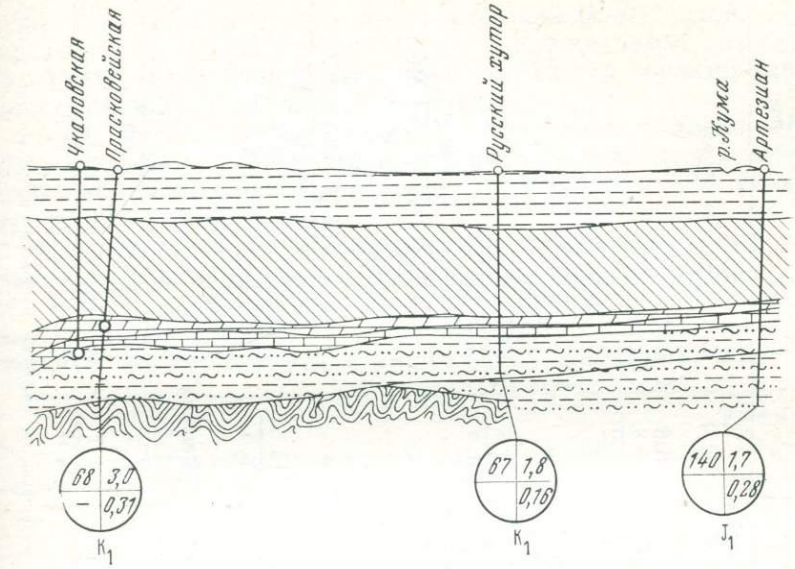


Рис. 31. Геологический разрез по линии Карабулак — Величаевская. Условные обозначения см. на рис. 29


Чаплавская
Прасковейская
Русский хутор
р. Кума
Артезиан
68 3,0
— 0,31
K1
67 1,8
0,16
K1
140 1,7
0,28
J1

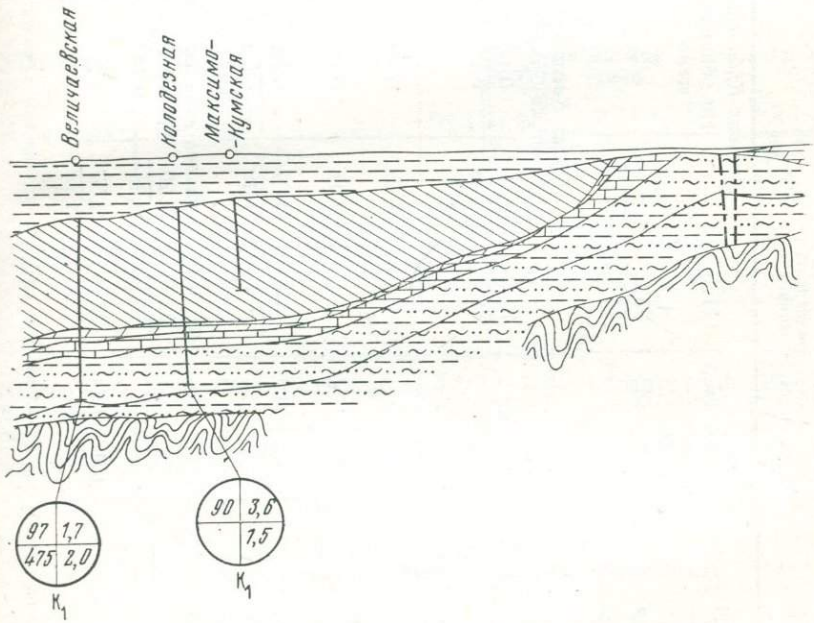

Величаевская
Колодезная
Максимо-
-Кумская
97 1,7
475 2,0
K1
90 3,6
7,5
K1

Таблица 37

Содержание микроэлементов в водах среднемиоценовых отложений, мг/л

Площадь	Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Rb	Cs	Sr	I	Br	Типичный химический состав
Западно-Кубанский прогиб								
Калужская	1420—1460	11,5	0,1	Не обнаружено	2,2	22,9	47,9	HCO_3-Cl-Na
Карская	209—272	1,4	0,1	„	1,9	0,8	10,7	
Южно-Карская	193—382	23,2 / 14,1	0,1 / 0,1	„	17 / 9,4	6,8 / 4,2	Следы	
Терско-Каспийский прогиб								
а) *Терско-Сунженская зона*								
Борису	—	19,2 / 14,8	0,29 / 0,18	0,09 / 0,05	12 / 6,1	6,8 / 4,6	10,6 / 5,3	
„	—	—	0,56	—	62	—	—	Cl 96 SO_4 2 / Na 93 Ca 4 Mg 3
„	—	—	0,29	0,09	—	—	—	Cl 88 SO_4 8 / Na 93 Mg 7
„	—	—	0,18	0,05	—	—	—	Cl 74 SO_4 14 HCO_3 12 / Na 94 Mg 6
Соленая Балка	931—2149	13 9 / 8,4	0,37 / 0,19	0,08 / не обнаружено	3,6 / 1,3	13,5 / 2,5	37,3 / 6,0	Cl 88 HCO_3 7 / Na 98
б) *Зона третичной складчатости Южного Дагестана*								
Избербаш	—	25,6 / 18,2	0,20 / 0,18	Не обнаружено	5,5 / 3,0	11,0 / 6,4	130,5 / 62,5	Cl 92 HCO_3 5 / Na 98
Махачкала	1047—1960	22,2 / 7,8	0,37 / 0,14	„	8,7 / 2,6	1,7 / 0,37	46,5 / 9,2	Cl 73 SO_4 22 / Na 93

Примечание. В этой таблице и в следующих таблицах в числителе — максимальное значение величины, в знаменателе — среднее значение.

Водоносными в майкопской серии (олигоцен — нижний плиоцен) являются отложения средней и нижней ее частей. Верхнемайкопские отложения являются региональным водоупором. В нижней части майкопской серии выделяется характерный горизонт, получивший название хадумского.

Майкопские водоносные пачки обследованы в Западно-Кубанском прогибе, на северном склоне вала Карпинского, в южной оконечности Русской платформы и в зоне третичной складчатости Южного Дагестана.

Из табл. 38 видно, что наибольшие содержания редких щелочных элементов и стронция приурочены к зоне третичной складчатости Южного Дагестана. Меньший диапиризм майкопских глинистых толщ, сыгравший отрицательную роль для обогащения редкими элементами вод надмайкопских отложений, играет здесь

Таблица 38

Содержание микроэлементов в водах майкопской серии Предкавказья, мг/л

Площадь	Интервал опробования, м	Типичный химический состав	Минерализация, г/л	Rb	Cs	Sr	I	Br
Южная оконечность Русской платформы								
Халганская	1132—1671	Cl-Na	—	0,50 0,45	Не обнаружено	—	3,4	58,6
Царынская	588—610	»	96,4	0,36 0,30	0,11 Не обнаружено		35,0 38,1	117,2
Вал Карпинского								
Каспийская	757—761 767—769	Cl-Na »	—	0,26	0,04	—	—	—
Западно-Кубанский прогиб								
Нижне-Дмитриевская	2049—2511	Cl-HCO_3-Na	9,9 9,0	0,1 0,1	Не обнаружено	1,8 1,1	16,9 13,0	37,3 30,1
Калужская	2016—2068		12,6 12,2	0,1 0,1	»	2,7 2,4	22,9 22,0	53,3 50,6
Терско-Каспийский прогиб (зона третичной складчатости Южного Дагестана)								
Дагогни	255—360	Cl-Na	65,8 65,3	2,2 2,0	0,61 0,49	330 283	12,3 8,1	167,8 166,1
Дузлак	250—275		80,4 68,8	2,3 1,31	0,64 0,50	321 277	5,9 5,1	191,8 172,3

положительную роль для накопления этих элементов в водах хадумского горизонта. По химическому составу и содержаниям редких элементов воды хадумского горизонта аналогичны водам меловых отложений. Напорные воды последних разгружаются по многочисленным разрывным нарушениям в подмайкопские отложения и задерживаются слабонарушенным глинистым экраном верхней части майкопской серии. Следует отметить также, что весь разрез от подошвы нижнего мела до кровли хадума не имеет выдержанных глинистых разделов и представлен карбонатными трещиноватыми породами, образуя единый гидрогеологический комплекс.

При опробовании вод верхнемеловых отложений, так же как и в водах майкопской серии, наибольшие содержания редких щелочных элементов отмечаются в зоне третичной складчатости Южного Дагестана: рубидия до 2,5 мг/л и цезия до 0,7 мг/л (табл. 39). Присутствие цезия почти во всех проанализированных пробах свидетельствует о современной высокой активности этой зоны. Последняя приурочена к Терско-Каспийской сейсмической зоне, где интенсивность землетрясений достигает 5—6 магнитуд [Бунин, 1971].

Высокие значения хлор-бромного коэффициента на площадях Селли, Гаша, Ачису (1980—6300) указывают на наличие вод из соленосных отложений, которые разгружаются из верхнеюрских образований.

Если рассматривать Терско-Сунженскую зону, то для Терского антиклинория, погруженного по отношению к Сунженскому по кровле верхнемеловых отложений на 1000 м, характерны более высокие содержания редких щелочных элементов (см. табл. 39). Как для Сунженского, так и для Терского антиклинориев максимальные значения микроэлементов отмечаются в их восточных частях. Такой характер распределения редких элементов отражает общее региональное погружение мезозойских комплексов в восточном направлении.

Наибольшие содержания редких щелочных элементов и стронция в нижнемеловом и юрском водоносных комплексах наблюдаются на площадях Прикумско-Тюленевского вала, состоящего из двух крупных блоков — Озек-Суатского и Сухокумского (табл. 40, 41).

Глубина залегания домезозойского складчатого основания в пределах этого вала меняется с запада на восток от 3000 в Озек-Суатском районе до 5000 м в районе Кизлярского залива. Общая мощность юрских и меловых отложений увеличивается с запада на восток и достигает 1300 м. В юго-восточной части Прикумско-Тюленевского вала (Тарумовская площадь) вскрыты внутрисолевые рассолы (хлор-бромный коэффициент 19 000) с наиболее высоким содержанием редких щелочных элементов и стронция для всего Предкавказья (см. табл. 41).

Для режима глубинных зон Предкавказья главным энергетическим фактором является разгрузка глубинных вод. За счет

этого происходит направленное движение вод к разломам. В частности, для Прикумско-Тюленевского вала наблюдается разгрузка рассолов из юрских соленосных и подсолевых отложений.

Северным ограничением Прикумско-Тюленевского вала является Южно-Манычский субширотный глубинный разлом, имеющий древнее заложение и длительное развитие, включая и неотектонический этап. Южным ограничением вала является система Расщеватско-Прикумских разломов. Северный разлом указанной системы в районе Камыш-Бурунской и Курган-Амурской структур проявляется разломом фундамента с опущенным более чем на 300 м южным крылом. Южный разлом этой системы в районе Андрей-Курганской и Мектебской площадей фиксируется сбросом по фундаменту, превышающем 200 м (опущено северное крыло). Присутствие эффузивов кислого, среднего и основного составов указывают на глубинный характер описанных выше субширотных разломов. Чередование пирокластических эффузивных образований различного состава и возраста указывает на неоднократные возобновления движений по разломам в течение длительного времени. Помимо субширотных разломов в Прикумской зоне установлено четыре крупных субмеридиональных разлома. Наиболее активны из них три [Бурштар, 1969]. Самый западный проходит от пос. Арзгира на юг, центральный Урожайненский трассируется между Колодезной и Величаевской площадями и самый восточный наблюдается в пределах Плавненской и Бажиганской структур. Особенностью субмеридиональных разломов является проявление активности в миоценовую и плиоценовую эпохи. Вдоль меридиональных разломов располагаются площади, в рассолах которых обнаружены более повышенные содержания редких щелочных элементов, особенно в зонах пересечения субмеридиональных и субширотных глубинных разломов (см. табл. 40, 41, рис. 27).

Повышенное геостатическое давление в депрессионных участках и наличие тектонических нарушений в приподнятых частях блоков создают движение вод вверх по восстанию пласта. Наблюдается увеличение содержаний рубидия в водах нижнемелового комплекса по мере продвижения от погруженной части пласта к приподнятой (табл. 42, см. рис. 29, 30).

Для вод с повышенным содержанием микрокомпонентов характерен хлоридно-натриево-кальциевый состав, а с более низким содержанием микрокомпонентов — хлоридно-натриевый (см. табл. 40, 41).

Распределение редких щелочных элементов в водовмещающих породах. Анализ результатов по 272 пробам керна скважин различных площадей Предкавказского прогиба показывает, что содержание рубидия и цезия в них существенно ниже кларкового для всех литологических разностей. Наименьшее содержание во всех литологических разностях приходится на цезий, который в большинстве проб находится за пределами чувствительности анализа. Между рубидием и цезием устанавливается прямая значи-

Таблица 39

Содержание микроэлементов в хлоридно-натриевых водах верхнемелового водоносного комплекса Предкавказья, мг/л

Площадь	Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Rb	Cs	Sr	I	Br	t°,C	Na/Cl	Cl/Br	K/Rb	Rb/Cs
				Терско-Каспийский								
				а) *Терский*								
									прогиб			
									антиклинорий			
Старогрозненская	4073—4203	31,3	0,80	0,52	54	31,3	74,6	47	0,46—0,72	262	206—352	1,54—3,08
		24,9	0,65	0,29	33	21,2	24,9					
Хаян-Корт	3219—3586	34,3	0,67	0,27	89	43,2	79,9	75—81	0,72—0,80	254—655	136—300	2,15—3,21
		23,7	0,58	0,23	44,2	25,0	56,8					
Соленая Балка	4162—4223	26,3	1,3	0,48	42	42,3	53,3	—	0,94—1,03	275—330	200—304	1,85—2,71
		23,7	1,06	0,45	39	38,1	45,3					
Малгобек-Вознесенская	2741—2948	50,5	0,67	0,55	106	38,9	106,6	65—86	296—332	—	242—328	1,22—10,8
		35,8	0,62	0,28	76,3	21,4	80,0					
Борису	2694—2828	32,4	0,56	Не обнаружено	62	7,6	95,9	—	207		17,8	—
				б) *Сунженский*					*антиклинорий*			
Серноводская	—	50	0,8	—	35	61	—	—	0,72	445	542	—
Карабулак	—	50	—	—	94	—	—	—	—	—	—	—
				в) *Зона третичной складчатости*					*Южного Дагестана*			
Дагогни	—	64,6	0,92	0,10	320	4,2	154,5	30	0,79	268	283	9,2
Хошмензил	360—700*	68,0	0,52	0,09	280	8,5	178,5	18—42	0,73—0,77	234—259	327—465	4,89
		64,8	0,41	0,03	270	5,1	170,5					
Дузлак	650*	66,0	0,4	0,63	292	7,6	111,9	24	0,73	377	196	3,82
Селли	1277—1452	26,9	0,53	0,06	101	5,9	16,0	19—31	0,62—0,84	1980—2920	139—314	8,84
		17,8	0,44	Не обнаружено	61,5	3,0	6,30					
Гаша	2227—2267	29,4	0,65	0,13	135	1,7	5,86	—	0,81	3035	292	5,0
Ачису	3166—3276	45,5	2,3	0,71	262	11,8	4,26	73—83	0,86—0,96	6290—6300	194—217	2,86—3,24
			2,0	0,67	230	8,8	4,46					
Берикей	—	72	2,5	0,5	322	11	181	—	0,72	224	292	5,0
				Вал					*Карпинского*			
Озерная, Восточный Артезиан, Восточный Камышан	—	—	0,1—2,3	—	—	—	—	—	—	—	372—1300	—
				Чернолесский					*прогиб*			
Мирненская	—	—	2,3	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—
				Южная оконечность					*Русской платформы*			
Царынская	1941—2146	128	2,0	—	—	—	421	—	—	—	—	—

* Глубина отбора пробы

Таблица 40

Содержание микроэлементов в водах нижнемелового водоносного комплекса Восточного Предкавказья, мг/л

Площадь	Крайние границы интервала опробования, м	Минерализация, г/л	Типичный химический состав	Rb	Cs	Sr	I	Br	$t°$,C	Na/Cl	Cl/Br	K/Rb	Rb/Cs
Прикумско-Тюленевский вал													
Майская	3934—3646	111,2	Cl-Na-Ca	2,4	0,25	—	10,2	282,4	—	0,94	225	458	9,60
Русский Хутор (центр)	3176—3182	67,4	„	1,8	0,16	—	9,3	165,2	—	0,73	258	400	1,11
Мартовская	3684—3695	143,7	„	3,5	0,82	—	—	—	92	0,79	—	276	4,15
Южно-Сухокумская	3640—3652	19,2—133,2	„	3,4 / 1,89	0,75 / 0,38	750 / 384	17,0 / 9,8	394,4 / 321,0	24—86	0,6—0,92	22,5—221	230—384	4,54
Степная	3600—3605	130,8	„	2,2	0,15	520	8,5	298,3	65	0,71	276	775	14,65
Сухокумская	3271—3684	140,4 / 102,8	„	3,5 / 2,26	0,70 / 0,54	744 / 642	11,4 / 10,3	330,3 / 285,9	48—97	0,53—1,87	78—294	286—1780	1,83—5,0
Солончаковая	3405—3956	99,8 / 64,9	„	3,1 / 2,0	0,65 / 0,37	548 / 314,5	7,6 / 5,9	351,7 / 200,0	45—55	0,52—0,72	246—410	298—384	4,77—9,67
Перекрестная	3478—3486	61,7	Cl-Na	1,0	0,24	245	4,2	125,2	—	0,73	319	260	7,52
Дахадаевская	3409—3415,5	81,3	Cl-Na-Ca	2,8	0,19	—	5,1	165,2	—	0,79	296	430	14,71
Агассиевская	3203—3220	48,3	Cl-Na	1,34	0,17	—	9,3	127,8	—	0,42	290	290,9	7,88
Русский Хутор (сев.)	3180	—		1,0	0,25	—	—	—					
Озек-Суат	3169—3189	72,0 / 70,8	Cl-Na-Ca	3,1 / 2,8	0,77 / 0,64	304	1,7 / 1,5	159,8 / 139,4	56—68	0,52—0,78	282—468	256—290	2,69—3,51
Зимняя Ставка	3064—3103	94,2 / 90,3	„	2,5 / 2,5	0,60 / 0,40	490 / 445	14,4 / 11,4	362,3 / 240,0	45—77	0,56—0,48	143—292	284—417	3,33—8,10
Восточное	3111—3114	—	„	3,0	0,24	—	16,1	223,8	—			265	3,88
Правобережное	3072—3137	101,3 / 97,8	„	3,2 / 2,4	0,39 / 0,34	558 / 344	15,2 / 9,2	239,8 / 227,0	52—75	0,66—0,79	270—288	243—371	6,67—22,5
Величаевская	3062—3092	99,6 / 96,4	„	2,4 / 2,0	2,0 / 0,56	530 / 515	13,5 / 9,9	255,7 / 243,5	46—73	0,64—0,72	246—269	259—344	0,85—8,5
Колодезная	2841—3105	100,6 / 91,5	Cl-Na-Ca	3,6 / 2,7	1,5 / 0,31	—	13,5 / 6,9	25,7 / 163,6	37—70	0,68	249	265	2,4
Прасковейская	3160—3200	—	„	3,00	0,31	—	—	—	—	—	—	296,7	9,68
Лесная	2970—2980	—	Cl-Na	0,60 / 0,58	Не обнаружено	—	—	—	—	—	—	417—438	—
Ачикулак	2856—2930	—	Cl-Na-Ca	2,48 / 2,08	0,40 / 0,36	—	—	—	—	—	—	365—731	5,22

Площадь	Крайние границы интервала опробования, м	Минерализация, г/л	Типичный химический состав	Rb	Cs	Sr
						Терско-
						а) *Терско-*
Малгобек-Вознесенская	3305—3409	60,6 58,2	Cl-Na-Ca	1,6 1,6	0,28 0,24	150 140
Заманкульская	—	—	Cl-Na	0,91	0,23	94,8
Ачалукская	—	—	„	0,23	0,23	41,0
					б) *Зона третичной складчатости*	
Хошмензил	360—700	68,0 64,8	Cl-Na	0,52 0,41	0,09 0,03	320 283
Дузлак	650	66,0 64,8	„	2,4 1,5	0,63 0,32	292 279
						Вал
Восточный Камышан	1824—2197	—	„	1,2 0,84	0,22 0,09	—
Екатерининская	2208—2261	—	„	1,2 1,1	0,43 0,22	—
Нарын-Худук	2238—2310	17,3	„	0,16	Не обнаружено	—
Восточный Артезиан	2411—2684	—	„	1,7 1,31	0,28 0,17	—
Озерная	2503—2508	—	„	1,8	0,15	—

мая корреляционная зависимость только в карбонатных разностях нижнемелового возраста ($r=0{,}749$) и в глинистых разностях средневерхнеюрского возраста вала Карпинского ($r=0{,}715$).

Так же как и в других районах СССР, в отложениях Предкавказья наблюдается увеличение содержаний всех редких щелочных элементов в глинистых разностях разреза по сравнению с песчаными и карбонатными, особенно на границе с последними. Максимальные содержания элементов приурочены, как правило, к подошве или к кровле глинистых разновидностей. При этом, чем больше мощность глинистых отложений по разрезу, тем выше содержания в них редких щелочных элементов по сравнению с карбонатными или песчаными.

I	Br	t,°C	Na/Cl	Cl/Br	K/Rb	Rb/Cs
Каспийский прогиб						
Сунженская зона						
42,3 41,0	122,5 114,0	68	0,82—2,22	307—368	130—244	7,62
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
Южного Дагестана						
8,5 5,1	178,5 170,5	—	0,73—0,79	234—259	325—465	4,9
7,6 6,4	154,5 233,2	—	0,73—0,74	272—377	196—300	3,82
Карпинского						
—	—	—	—	—	165—627	2,84—20
—	—	—	—	—	457—526	2,56—10,9
—	—	—	0,81	—	413	—
—	—	—	—	—	560—648	6,07—13,3
—	—	20	—	—	334	12,0

При анализе минимальных, максимальных и средних содержаний редких щелочных металлов в юрских отложениях Предкавказского прогиба устанавливается определенная закономерность (рис. 32, 33).

В глинистых разностях минимальные содержания рубидия имеют тенденцию к уменьшению в среднеюрских отложениях до 30 г/т и к увеличению в верхнеюрских отложениях до 80 г/т.

Максимальные содержания этих же элементов в тех же литологических разностях характеризуются иной тенденцией: содержание рубидия падает от нижнеюрских к верхнеюрским образованиям (от 160 к 130 г/т). В песчаных разностях средне- и верхнеюрских отложений для рубидия наблюдается закономерное

Содержание микроэлементов в хлоридно-натрово-кальциевых водах юр

Площадь	Интервал опробования, м	Минерализация, г/л	Rb	Cs	Sr
					Прикумско
Солончаковая	3640—3646	220,1	4,5	0,92	634
Эмир	3500—3510	39,6	2,1	0,79	—
Капиевская	—	154,0	4,3	1,6	933
Тарумовская	5429	202,0	7,6	1,8	910
					Вал
Нарын-Худук	2279—2281	116,0	1,4	0,13	—
Улан-Холл	2179—2181	116,8	1,3	0,13	—
Восточный Артезиан	—	—	1,5	0,30	—

уменьшение всех его содержаний от среднеюрских к верхнеюрским комплексам (соответственно от 30 до 10, от 120 до 110, от 77 до 56 г/т). Учитывая единую геоструктурную обстановку для Крыма и Предкавказья, а также возможность сравнения содержаний редких щелочных элементов в одновозрастных водоносных комплексах этих регионов, результаты анализов опробованных литологических разностей мелового возраста Крыма и Предкавказья сведены в табл. 43 и 44.

Таблица 42

Площадь	Интервал опробования, м	Содержание рубидия, мг/л
Величаевская	3082—3088	1,7
Зимняя Ставка	3074—3077	2,0
Колодезная	2841—2844	3,6

Полученные данные свидетельствуют о равномерном рассеянии рубидия и цезия в глинистых разностях Предкавказья и о пониженном (на 30—50%) содержании этих элементов в одновозрастных отложениях Крыма.

Намечается, как и в водах, тенденция к увеличению содержания редких щелочных металлов в нижнемеловых песчаных разностях с севера на юг, т. е. в направлении от южной окраины Русской платформы к северным склонам Большого Кавказа.

Таблица 41

ского водоносного комплекса Восточного Предкавказья, мг/л

I	Br	t, °C	Na/Cl	Cl/Br	K/Rb	Rb/Cs
-Тюленевский вал						
6,3	282,4	35	0,63	261	38,4	0,49
10,2	237,1	—	0,68	238	410	2,67
—	—	—	—	—	256	2,66
27,1	490,2	144	0,72	19 000	462	4,21
Карпинского						
—	—	—	0,70	—	560	10,8
—	—	20	0,65	—	560	10,0
11,8	319,7	61	0,74	—	735	5,0

Таблица 43

Сопоставление содержаний редких щелочных элементов в верхнемеловых отложениях Предкавказья и Крыма, г/т

Элемент	Структура, регион	Литологические разности								
		глинистые			песчаные			карбонатные		
		x	max	кларк	x	max	кларк	x	max	кларк
Рубидий	Вал Карпинского	55	80	140	—	—	60	18	40	3
	Прикумско-Тюленевский вал	—	—	140	—	—	60	—	—	3
	Предгорный Дагестан	20	20	140	60	60	60	15	30	3
	Крым	60	—	140	70	—	60	7	—	3
Цезий	Вал Карпинского	4	7	5	—	—	$n\cdot10^{-5}$	—	—	$n\cdot10^{-5}$
	Прикумско-Тюленевский вал	—	—	5	—	—	$n\cdot10^{-5}$	—	—	$n\cdot10^{-5}$
	Предгорный Дагестан	5	5	5	7	7	$n\cdot10^{-5}$	1,6	8	$n\cdot10^{-5}$
	Крым	3	—	5	4	—	$n\cdot10^{-5}$	3	—	$n\cdot10^{-5}$

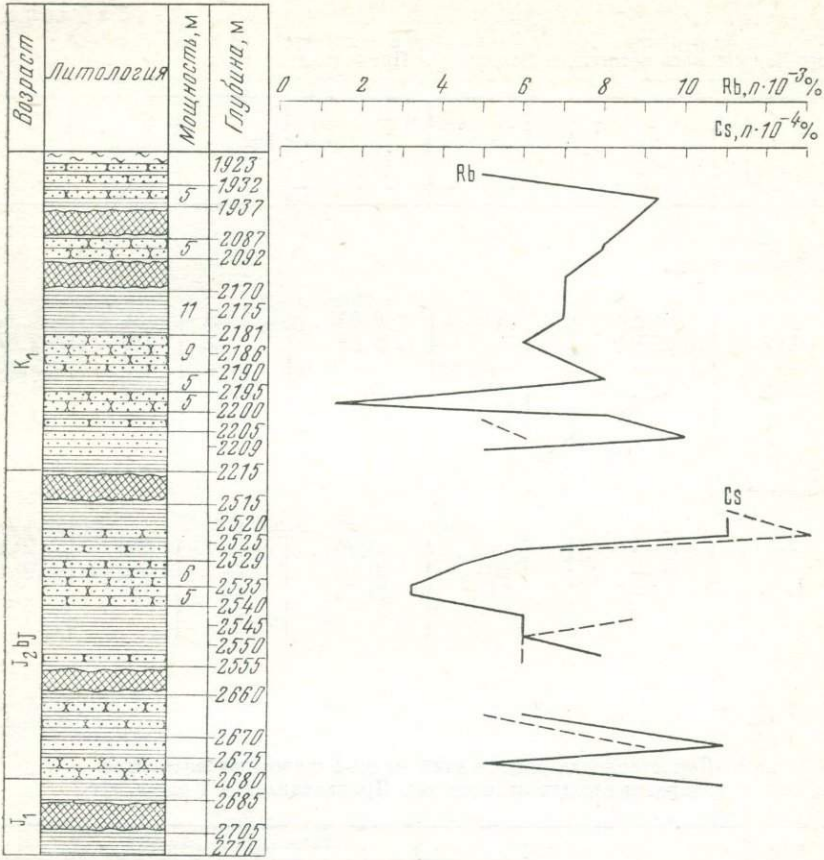


Рис. 32. Распределение содержаний редких щелочных элементов в отложениях Вала Карпинского (площадь Улан-Холл, скв. 3). Условные обозначения см. на рис. 22

Для карбонатных разностей нижнемелового возраста Предкавказья устанавливается обратная зависимость: средние содержания редких щелочных элементов уменьшаются с севера на юг. Та же тенденция отмечается и в верхнемеловых отложениях (рис. 34).

Майкопские (существенно глинистые) отложения по данным опробования характеризуются равномерным распределением редких щелочных металлов по всему Предкавказскому прогибу. В верхнемеловых же отложениях наблюдаются более пониженные концентрации редких щелочей и стронция (табл. 45).

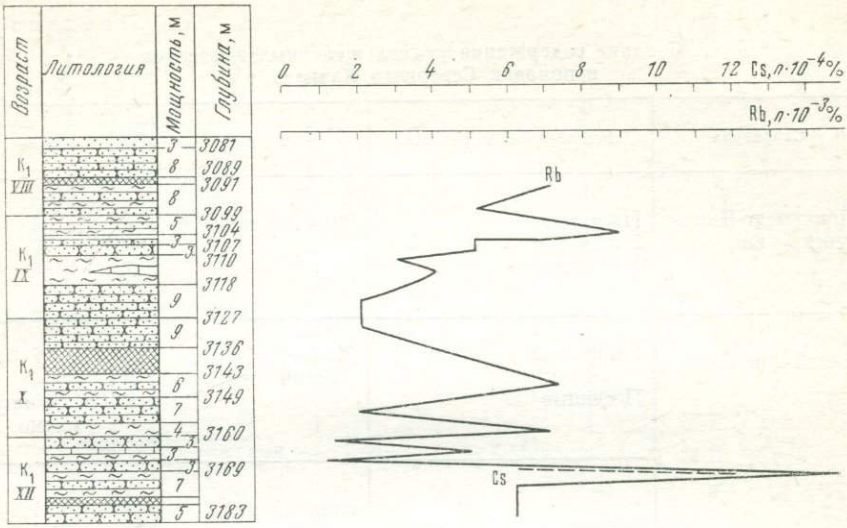


Рис. 33. Распределение содержаний редких щелочных элементов в отложениях Восточного Предкавказья (площадь Восточная, скв. 1). Условные обозначения см. на рис. 22

Таблица 44

Сопоставление содержаний редких щелочных элементов в нижнемеловых отложениях Предкавказья и Крыма, г/т

Элемент	Структура, регион	Литологические разности							
		глинистые		песчаные		карбонатные		туфы	
		$\bar{x}$	max	$\bar{x}$	max	$\bar{x}$	max	$\bar{x}$	max
Рубидий	Вал Карпинского	93	110	55	100	48	90	—	—
	Прикумско-Тюленевский вал	100	150	46	100	62	110	—	—
	Предгорный Дагестан	90	110	100	130	18	30	—	—
	Крым	60	130	—	—	—	—	60	190
Цезий	Вал Карпинского	4,8	12	1,7	7	3	6	—	—
	Прикумско-Тюленевский вал	7,6	20	1	8	4	11	—	—
	Предгорный Дагестан	—	8	7	12	1	6	—	—
	Крым	4	14	—	—	—	—	8	180

Таблица 45

Средние содержания редких щелочных элементов в породах Северного Кавказа, г/т

Структура	Литологические разности	Возраст	Рубидий	Цезий
Прикумско-Тюленевский вал	Песчаные	Нижний мел	46	1
	Глинистые		100	7
	Карбонатные		62	4
Вал Карпинского	Глинистые	Майкоп	100	7,3
	„	Верхний мел	55	4
	Песчаные		18	Не обнаружено
	„	Нижний мел	55	1,7
	Глинистые		93	4,8
	Карбонатные		48	3
	Песчаные	Верхняя юра	56	0,4
	Глинистые		120	9,8
	Песчаные	Средняя юра	56	Не обнаружено
	Глинистые		80	7
	„	Нижняя юра	100	8
Зона горной складчатости Южного Дагестана	„	Майкоп	100	11
	„	Хадум	100	8
	Карбонатные		20	1,2
	Песчаные	Верхний мел	60	7
	Глинистые		20	5
	Карбонатные		15	1,6
	Песчаные	Нижний мел	100	7
	Глинистые		110	8
	Карбонатные		18	1
	Песчаные	Верхняя юра	110	8
	Глинистые	Средняя юра	88	7,8
	Карбонатные		98	3

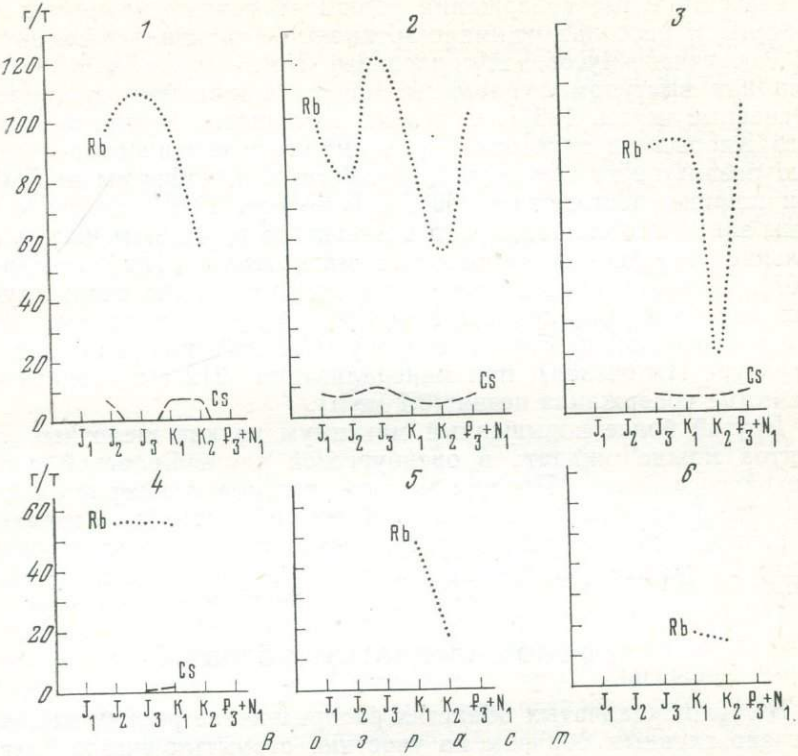


Рис. 34. Изменение средних содержаний рубидия и цезия в отложениях Предкавказья.

1 — песчаные разности Предгорного Дагестана; *2* — глинистые разности Вала Карпинского; *3* — то же Предгорного Дагестана; *4* — песчаные разности Вала Карпинского; *5* — карбонатные разности Вала Карпинского; *6* — то же Предгорного Дагестана

ПРЕДУРАЛЬСКИЙ ПРОГИБ

Прогиб имеет неоднородное строение и распадается на ряд депрессий. В целом он характеризуется более глубоким по сравнению с платформой залеганием нижнепермских отложений и развитием мощных соленосных толщ Кунгура. Наблюдается тенденция к погружению депрессий прогиба от поднятия Каратау в северном и особенно интенсивно в южном направлениях, сопровождаемому усложнением общей структуры прогиба и характера его частных дислокаций. Две крайние депрессии прогиба (не учитывая Тимано-Печорскую часть) — северная Соликамская и южная Бельская характеризуются повышенными содержаниями редких щелочных элементов. По сообщениям С. И. Мормиля, содержание рубидия во внутрисолевых нижнепермских рассолах Березниковского рудника (Соликамская впадина) достигает 10 мг/л, цезия 0,0217 мг/л при минерализации 364 г/л.

Максимальные содержания редких щелочных элементов приурочены к рассолам сакмаро-артинских отложений нижней перми Косьвинско-Чусовской седловины. Сама седловина располагается над выступом фундамента почти широтного простирания [Основные черты, 1967]. С нее же начинается и зона субширотного Кировского глубинного разлома, прослеженного по смещению базальтового слоя в сторону Русской платформы на 720 км при ширине, достигающей 50 км [Суворов, 1973]. Здесь со стороны западного склона Урала в девонское время отмечалось проявление щелочно-ультраосновного магматизма [Трубки взрыва, 1967]. Проводниками такой магмы являются зоны очень глубинных разломов. Со стороны северного склона седловины, более круто погружающегося в сторону Соликамской впадины (на структуре Пиловская), при минерализации 212 г/л обнаружены значимые содержания цезия (0,1 мг/л).

Другой более повышенный максимум редких щелочных элементов можно ожидать в оренбургской части Бельской депрессии на сочленении Предуральского прогиба и северного борта Прикаспийской синеклизы. В этой части прогиба отмечается: 1) развитие диапировых структур, связанных с солью и ангидритами; 2) резкое увеличение мощности всего осадочного комплекса.

Горно-складчатые области

В горно-складчатых областях распределение редких элементов изучено главным образом на участках открытых очагов разгрузки подземных вод на поверхность в виде источников. Глубина разведочных и эксплуатационных скважин здесь не превышает обычно нескольких сотен метров. И только в пределах межгорных депрессий, перспективных на газонефтяные скопления, глубина поисковых скважин увеличивается до 3 км, что позволяет судить о геохимической зональности подземных вод в горных районах.

В результате региональных исследований подземных вод Карпат, Крыма, Кавказа, Алтая, Памира, Тянь-Шаня, Забайкалья, Камчатки, Колымы, Сахалина и Курильских островов были выявлены следующие два типа вод, наиболее интенсивно концентрирующие микрокомпоненты, которые по соотношению основных анионов и катионов могут быть подразделены на ряд подтипов (табл. 46):

1) углекислые хлоридные субтермальные (до 70° С) воды с минерализацией до 40 г/л;

2) азотно-углекислые хлоридные перегретые термы с минерализацией 3—4,5 г/л.

Оба типа вод обогащены редкими щелочами, но обеднены стронцием. В гидрогеологическом отношении они приурочены к слабопромываемым погребенным структурам, сложенным в основании осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями.

В этих водах содержится рубидия до 3 мг/л, цезия до 5 мг/л. Помимо редкощелочных элементов в этих водах обычно присутствуют в повышенных концентрациях бор (до 1,5 г/л), мышьяк (до 60 мг/л) германий (до 0,5 мг/л), фтор (до 25 мг/л) и другие микрокомпоненты.

При анализе закономерностей распределения рудных и сопутствующих микрокомпонентов в глубоких минерализованных водах горно-складчатых областей были учтены также результаты их изучения другими исследователями [Крайнов, 1973; Ломоносов, 1974; Вартанян, 1977; Зауташвили, 1978 и др.]

ОБЛАСТИ МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА

Карпаты

Одним из наиболее интересных регионов распространения подземных минерализованных вод, обогащенных разнообразным комплексом микрокомпонентов, являются Карпаты. Здесь сравнительно на небольшой площади они выходят на поверхность или вскрываются многочисленными скважинами.

Геологические условия. Складчатая область Карпат подразделяется на ряд тектонических зон, надвинутых одна на другую в северо-восточном направлении (Скибовая, Силезская, Дуклянско-Черногорская, Магурская, Пенинская и др.). Слагающие их породы носят флишоидный характер и представлены ритмичным чередованием глинистых сланцев, песчаников и аргиллитов верхнемелового и палеогенового возраста.

В геологическом разрезе Карпат выделяются два основных комплекса: доальпийский и альпийский. Альпийский комплекс делится на три структурных этажа: нижний, средний и верхний. Нижний структурный этаж включает триасово-юрские образования. Средний, к которому приурочены почти все месторождения углекислых вод, представлен меловыми и палеогеновыми флишевыми отложениями, отражающими геосинклинальный этап развития Карпат. Верхний этаж слагает неогеновая молассовая формация Закарпатского и Предкарпатского прогибов, отсутствующая в горной части Карпат. Мезозойские отложения представлены на южном склоне Карпат известняками и доломитами триаса и юры, залегающими в виде тектонических отторженцев (зона утесов).

Карпатская геосинклиналь сформировалась на тектонически нарушенном и разбитом на ряд смещенных относительно друг друга блоков оснований.

Начало развития Карпатской складчатой области в конце юры отличается спокойным тектоническим режимом. Образование и смещение блоков ее фундамента, формирование дифференцированных поднятий и трогов происходило в мелу. В начале палеогена эти движения усиливались. В конце палеогена заверша-

Таблица 46

Распределение редких элементов в подземных водах об

ластей современного и альпийского вулканизма, мг/л

Площадь	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^5}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	Rb/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Области современного вулканизма																							
Верхне-Менделеевская, Эбекская, Юрьевская, Узонская	Q_{IV} —	2,37	Сернисто-углекислые фумарольные SO_4 30 — 99 Cl 1 — 76 HSO_4 14 — 21 Na 36 — 91 Ca 1 — 20 Mg 1 — 15 Al 1 — 25	11	10,6	$\frac{0,05}{0,6}$	0,25	0,155	62,0	11	5,5	$\frac{0,03}{0,28}$	0,13	0,085	65,4	—	Не обнаружено	—	Не обнаружено	7,6	275	529	1,92
Паужетская, Киреунская, Гейзерная, Нижне-Менделеевская (Горячий пляж)	Q_1—N_2 (0—1,16)	4,40	Азотно-углекислые (подэкранные) термы Cl 62 — 99 SO_4 1 — 10 CO_3 1 — 4 Na 86 — 95 K 1 — 8	12	16,1	$\frac{0,16}{2,48}$	0,71	0,662	96,0	12	7,5	$\frac{0,07}{0,72}$	0,33	0,195	60,0	12	29	$\frac{0,8}{6,8}$	1,7	17,6	106	228	2,15
Налычевская, Краеведческая, Таловая Щапинская, Пущинская	Q_1P—N (0—0,2)	5,1	Углекислые (подэкранные) Cl 47 — 79 SO_4 10 — 37 HCO_3 10 — 23 Na 57 — 87 Ca 9 — 39	7	7,3	$\frac{0,15}{0,57}$	0,37	0,161	43,5	7	5,87	$\frac{0,077}{0,71}$	0,3	2,28	93,0	10	38	$\frac{0,3}{7,2}$	2,1	10,5	298	367	1,23
Малкинская, Начикинская Озерновская, Двухюрточная, Сторожевская, Паратунская, Апапельская	Q_1P—N (0—1,2)	1,77	Азотно-щелочные (подэкранные) SO_4 41 — 90 Cl 13 — 6 (Na + K) 51 — 98 Ca 11 — 40 Mg 1 — 17	22	4,1	$\frac{0,02}{0,46}$	0,072	0,107	148,6	22	1,96	$\frac{0,003}{0,2}$	0,035	126	17,0	—	—	Не обнаружено		760	638	638	2,06

(Камчатско-Курильская область)

Продолжение табл. 46

Площадь	Возраст пород (интервал опробования, км)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Рубидий						Цезий						Стронций				Средние величины отношений			
				N	$\frac{Rb \cdot 10^3}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Cs \cdot 10^3}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	S	V	N	$\frac{Sr \cdot 10^3}{M}$	$\frac{x_{min}}{x_{max}}$	$\bar{x}$	Na/K	K/Rb	K/Cs	RP/Cs
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24

Углекислые воды Закарпатья

(зоны глубинных разломов)

Полянская, Свалявская, Угольская, Шаянская	палеоцен (0,2—0,9)	22,0	Под экраном глин $\frac{HCO_3\ 89-94\ Cl\ 6-10}{Na\ 74-99\ Mg\ 7-16}$	25	2,3	$\frac{0,02}{0,08}$	0,5	0,25	58,5	15	0,2	$\frac{0,01}{0,08}$	0,04	0,4	68,2	12	174,2	$\frac{0,4}{28}$	3,6	35	375	4700	14
Драговская, Кострино, Соймовская, Верхне-Быстринская, Вучковская	плиоцен, палеоцен (0,09—0,22)	5,9	Подэкранные $\frac{HCO_3\ 19-76\ Cl\ 23-75}{Na\ 62-86\ Ca\ 12-34}$	26	3,9	$\frac{0,01}{1,25}$	0,23	0,35	6,78	22	0,5	$\frac{0,01}{0,12}$	0,03	0,34	63,5	8	141,5	$\frac{2,6}{29}$	8,7	46,5	563	4133	7,3
Квасы-Раховская, Соль, Майданская, Вышковская	олигоцен, миоцен (0,12—0,6)	60	Под экраном солей $\frac{Cl\ 86-98}{Na\ 87-99\ Ca\ 1-13}$	14	14	$\frac{0,8}{24}$	1,5	0,8	68,8	12	14	$\frac{0,05}{0,9}$	0,45	0,18	66	6	42	$\frac{19}{8}$	32	350	47,2	2800	6,5

ются процессы осадконакопления и начинаются длительная денудация и промыв сформировавшихся структур.

Кристаллический палеозойский фундамент выходит на поверхность и вскрывается скважинами лишь в юго-восточной части горно-складчатой области Карпат в пределах Раховской и Мармарошской зон. Перекрывающие его мезозойские породы смяты в складки и надвинуты на север. Фундамент рассечен глубинными разломами, по которым внедрялись интрузии кислого и основного состава. К участкам их внедрения во многих случаях приурочены очаги разгрузки углекислых вод с аномальным содержанием мышьяка, бора и ртути.

Мармарошская зона, включающая северо-западное окончание Мармарошского кристаллического массива, с юга надвинута на Раховскую зону. Слагающие этот массив гнейсы и кристаллические сланцы имеют протерозойский и палеозойский возраст. Перекрывающие их триасовые и юрские известняки распространены на Раховском массиве и так же как и меловые мергели, песчаники и аргиллиты, смяты в складки.

Палеогеновый флиш сложен песчаниками, аргиллитами, глинистыми и менилитовыми сланцами. С севера складчатую область Карпат ограничивает Предкарпатский прогиб, а с юга — менее глубокий Закарпатский внутренний прогиб. Последний разделяется Выгорлат-Гутинской вулканической грядой на две впадины: Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую.

Мукачевская впадина на юго-западе ограничена Береговской зоной разломов. Она сложена молассовыми отложениями миоце-

на и плиоцена, перекрытыми мощной толщей четвертичных осадков. В западной части впадины расположено Ужгородское поперечное поднятие. На юге неогеновые отложения смяты в антиклинальные складки (Залужская, Иршавская, Раховецкая, Береговская), осложненные сбросами с амплитудой до 500 м.

Солотвинская впадина также осложнена рядом антиклинальных и синклинальных складок, располагающихся кулисообразно. Одной из наиболее крупных синклинальных структур этой впадины является Вышковская, осложненная в свою очередь складками более мелкого порядка: Шаянской синклиналью и Вышковской антиклиналью. Осадочные породы здесь прорываются интрузиями диорит-порфиров и гранодиоритов постплиоценового возраста. К этим молодым интрузивам приурочены древние и современные очаги разгрузки хлоридных углекислых вод. Наиболее древние мезозойские (триас, юра, мел) породы вскрыты глубокими скважинами только в пределах поднятий (Залужское и др.). Они представлены преимущественно карбонатными осадочными (доломиты, мергели, известняки) и реже вулканогенными образованиями. Палеогеновые образования флишевого типа сложены песчаниками, ритмично чередующимися с аргиллитами и алевролитами. Неогеновые образования флишевого типа сложены песчаниками, соленосны, а в районе Иршавы и Макарьево — угленосны. Мощность перекрывающих слабопроницаемых глинисто-песчаных четвертичных образований достигает 400 м, что обусловливает благоприятные условия для сохранения различных месторождений, особенно галитовых и ртутных. Соли имеют галитовый состав и обеднены поэтому микрокомпонентами.

Выгорлат-Гутинская эффузивная гряда вытянута с запада на юго-восток в виде невысокой гряды, сложенной андезитами, базальтами, дацитами, липаритами и их туфами. Приуроченные к трещинам этих пород подземные воды, даже на больших (1—1,5 км) глубинах имеют слабую минерализацию и обогащены агрессивной углекислотой. Содержание в них редких щелочных металлов незначительное, благодаря гидрогеологической раскрытости вмещающих водоносных комплексов.

Палеозойско-мезозойский фундамент прогиба, образовавшегося в период неогенового орогенеза Карпат [Науменко, 1974], разбит на блоки, которые смещены по отношению друг к другу и разделены разрывами северо-восточного простирания. Состав фундамента прогиба отличен от фундамента складчатой области Карпат. В юго-восточной части прогиба (около г. Берегова) он наиболее приподнят. Здесь на глубине 730 м вскрыты мезозойские яшмы и диабазы.

На севере под эффузивами Выгорлат-Гутинской гряды протягивается полоса палеогенового флиша, к которой приурочены некоторые месторождения углекислых металлоносных вод.

В толще терригенно-осадочных пород Закарпатского прогиба выделяется два литологических экрана — нижние и верхние молассы.

Магматогенные образования Закарпатья представлены кислой миоценовой липарит-игнимбритовой и основной плиоценовой андезито-базальтовой формациями. Первая скорее всего являлась «поставщиком» редких щелочных элементов, а вторая — вместилищем и экраном. Кислая формация тяготеет к Припаннонскому разлому, а основная — к Закарпатскому глубинному разлому.

Различные тектонические нарушения (сбросы, трещины, разрывы, разломы, надвиги) определяют гидродинамические и гидрогеохимические условия формирования всех типов подземных вод. Особую роль играют глубинные разломы. Так, Закарпатский глубинный разлом контролирует распространение и очаги разгрузки металлоносных углекислых вод на южном склоне Карпат. Этот разлом отделяет артезианский бассейн Закарпатского внутреннего прогиба термальных пластовых и пластово-трещинных метановых хлоридно-натриевых вод и азотных слабоминерализованных терм от горно-складчатой гидрогеологической области, в которой отсутствуют выдержанные водоносные горизонты и развиты преимущественно холодные и субтермальные трещинные менее минерализованные азотные, азотно-метановые и соленые углекислые воды. С конца палеогена эта зона разлома скорее являлась барьером на пути стока древних морских и инфильтрационных вод с воздымающихся горных хребтов Карпат, чем водовыводящим каналом глубоких вод.

Широко развитые в пределах Карпат субширотные надвиги разделяют различные структурно-фациальные зоны на подзоны и чешуи, разобщая тем самым на глубине различные гидродинамические этажи. Поперечные же разломы играли определяющую роль в образовании и локализации месторождений углекислых вод, а также различных рудопроявлений и вулканических даек. Как показано на рис. 35, *а*, большинство открытых и скрытых очагов разгрузки глубоких углекислых вод приурочено к участкам пересечения широтных и субмеридиональных (поперечных) разломов: к Латорицкому разлому — Свалява, Поляна и др.; к Тереблинскому — Драгово, Соймы, Вучково и др.; к Квасово-Раховскому разлому — углекислые редкометальные воды месторождений Горная Тиса, Билын и др.; Вышковскому — металлоносные углекислые рассолы Шаянского и Вышковского месторождений.

Поперечные структуры по линии Гологоры — Кременец, Северо-Буковинская и другие, секут Карпаты с юго-запада на север и северо-восток до Волыно-Подольской плиты. Этот Паннонско-Волынский поперечный прогиб вытянут в субмеридиональном направлении и представляет самостоятельный тектонический сегмент, к которому в Буковинской зоне Карпат приурочены углеводородные металлоносные рассолы. Флиш Карпат отличается преобладанием карбонатных глинистых пород с небольшой пористостью (до 7%) и малой проницаемостью (до $5 \cdot 10^{-5}$ мкм^2). В составе песчаных отложений преобладает кварц. Относительно повышено содержание полевых шпатов. Вторичные образования представлены пиритом и карбонатами. Распространение дав-

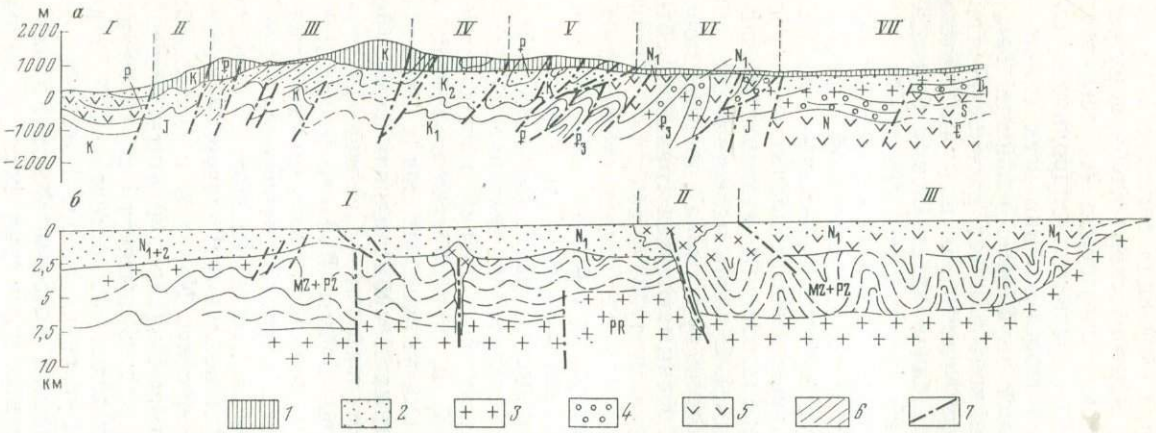


Рис. 35. Гидрогеохимические разрезы:

а — по линии Солотвино — Рахов — Квасы — Ковалевка — Черешенка (Закарпатье — Карпаты — Предкарпатский прогиб). *Тектонические зоны:* *I* — Солотвинская; *II* — Утесовая; *III* — Раховская и Суховская; *IV* — Дуклянская; *V* — Скибовая; *VI* — Внутренняя; *VII* — Внешняя. *б* — Закарпатского прогиба. *Тектонические зоны:* *I* — Чоп-Мукачевская впадина; *II* — Выгорлат-Гутинская гряда; *III* — Солотвинская впадина. *Гидрохимические зоны:* *1* — слабоминерализованных азотно-кислородных вод, обедненных микрокомпонентами; *2* — соленых (до 36 г/л) вод, содержащих до 0,1 мг/л Rb, 0,01 мг/л Cs, 30 мг/л Sr, 5 мг/л Ba; *3* — слабых (до 70 г/л) рассолов, содержащих до 0,5 мг/л Rb, 0,05 мг/л Cs, 75 мг/л Sr, 10 мг/л Ba; *4* — рассолов (до 140 г/л), содержащих до 3 мг/л Rb, 0,1 мг/л Cs, 150 мг/л Sr, 15 мг/л Ba; *5* — крепких (до 270 г/л) рассолов, содержащих до 10 мг/л Rb, 1,2 мг/л Cs, 2000 мг/л Sr, 150 мг/л Ba; *6* — углекислых соленых (до 35 г/л) вод, содержащих до 1 мг/л Rb, 0,1 мг/л Cs, 60 мг/л As, 1000 мг/л H_3BO_3, 10 мг/л F; *7* — разломы

сонита и других алюмокарбонатных вторичных минералов в очагах разгрузки углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод указывает на процессы выщелачивания алюмосиликатов этими углекислыми агрессивными водами. Процесс разложения пород сопровождается переходом присутствующих в них металлов в водную фазу.

Вулканогенные породы имеют известково-щелочной состав, насыщены кремнеземом и железом. Широко распространен оливин. Цепь погребенных вулканов тянется через центральную часть Чоп-Мукачевской впадины и Выгорлат-Гутинскую гряду. К ним приурочены открытые очаги разгрузки азотных термальных вод, обедненных металлами.

В позднюю неогеновую стадию активизации в зоне Закарпатского и Паннонского глубинных разломов образовались гипабиссальные интрузии габбро-диабазов, диоритов, гранодиорит-порфиров. Наиболее высокие содержания редких щелочных элементов установлены в пределах Вышковского ртутного поля в кислых эффузивах. Редкометальные геохимические аномалии здесь и в Раховском районе тяготеют к разломам субмеридионального простирания и экструзиям даек.

Металлогенические эпохи ознаменовались образованием в зоне распространения углекислых металлоносных рассолов медно-молибденовых, полиметаллических, ртутно-сурьмяных, редкометальных и других месторождений. Полиметаллические и медно-молибденовые месторождения, судя по температуре газово-жидких включений в минералах, образовались при 200—300° С. Ртутно-сурьмяные месторождения формировались в приповерхностной зоне и при более низкой температуре (100—90° С).

Гидрогеологические условия. По гидрогеологическим особенностям формирования глубоких подземных вод в пределах Карпатской складчатой области обычно выделяется три крупные гидрогеологические структуры: артезианский бассейн северного склона Карпат; водонапорные системы центральных хребтов и межгорных впадин; артезианский бассейн южного склона Карпат.

Геолого-структурные и геохимические условия формирования подземных вод в пределах Северного склона Карпат близки к условиям образования подземных вод в поднадвиговой части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Здесь на глубинах более 5 км распространены термальные рассолы с повышенным содержанием микроэлементов. По данным опробования опорной скважины в с. Луги, на глубине 6195—6260 м и залегает несколько глубинных, надвинутых одна на другую меловых и палеогеновых складок. Самая глубокая из них сложена менилитовыми песчаниками и сланцами, под которыми по геофизическим данным должны залегать мезозойские и палеозойские образования.

При испытании интервала 6195—6260 м были вскрыты металлоносные термальные (до 145° С) кислые (pH=4,5) рассолы, газирующие метаном. Высокое содержание кальция (22 мг-экв%) и значительная величина хлор-бромного отношения (454,4) в этих

рассолах свидетельствуют о высокой степени метаморфизации химического состава вод Лугской структуры в результате длительного взаимодействия с карбонатными породами флишевого типа. Движение вод в ней и в других подобных глубокопогребенных структурах весьма замедленное, вследствие чрезвычайно сложного строения надвинутых друг на друга глубинных складок.

Центральная, наиболее расчлененная высокогорная зона Карпат характеризуется широким распространением пресных вод в верхней интенсивно промываемой части и слабосоленых гидрокарбонатно-хлоридных вод на глубинах до 500 м. Отсутствие глубоких скважин в пределах данной зоны не позволяет судить пока о распределении микрокомпонентов в глубоких водах горных районов.

В отличие от Предкарпатского и Закарпатского прогибов в горно-складчатой области Карпат соленосные образования пока не обнаружены. Однако линейное развитие хлоридных минерализованных вод вдоль надвига Магурской зоны на Силезскую свидетельствует о наличии их под этим надвигом.

Южный артезианский склон Карпат характеризуется сильной дислоцированностью флишевых пород, наличием многочисленных дизъюнктивных нарушений с очагами разгрузки углекислых вод и отсутствием выдержанных водоносных горизонтов. Региональный сток здесь направлен со стороны южных склонов горных Карпат к Закарпатскому прогибу. Это общее направление движения подземных вод изменяется на субширотное в зависимости от местных водоразделов рек Латорицы, Пинии, Ужа, Рики и др.

Близость расположения областей питания и разгрузки создает большие гидравлические уклоны, что обеспечивает хорошую промытость верхних частей гидрогеологических структур. И только водоносные комплексы нижнего этажа, экранированные слабопроницаемыми флишевыми породами, находятся в условиях затрудненного водообмена, благоприятствующего формированию металлоносных минерализованных вод, насыщенных углеводородными или углекислыми газами. Дебиты скважин, вскрывающих на разных глубинах подземные воды в зоне глубоких поперечных разрывных нарушений, резко возрастают. Общая минерализация и напоры вод увеличиваются с глубиной.

По соотношению гелия и аргона возраст углекислых вод не превышает 10 млн. лет, в то время как возраст углеводородных рассолов кальциевого типа превышает 20 млн. лет.

В пределах Закарпатского прогиба выделяется два артезианских бассейна (Мукачевский и Солотвинский), располагающихся во впадинах того же названия. Бассейны разделяются южным окончанием Выгорлат-Гутинской эффузивной гряды.

Неогеновые отложения, к которым приурочены основные водоносные горизонты, достигают в этих впадинах большой мощности и смяты в крупные антиклинальные складки, представляющие самостоятельные гидрогеологические (местами газоносные)

структуры второго порядка. Глубоким бурением (до 3000 м) в пределах этих структур (Залужская, Иршавская, Береговская, Раховецкая) вскрыты слабоминерализованные азотные термы. Содержания в них редких щелочных металлов, стронция, бора, иода и брома невысокие.

В более погруженных частях Мукачевского артезианского бассейна под соленосными миоценовыми отложениями глубокими скважинами вскрыты слабодебитные рассолы с высоким содержанием (1,5—2 г/л) стронция. Подстилающие их палеозойские породы фундамента на приподнятых участках промыты и содержат слабоминерализованные (до 15 г/л) хлоридно-натриевые воды с незначительной концентрацией рубидия (0,8 мг/л) и стронция (5,4 мг/л).

Гидрогеохимические условия. Открытые очаги разгрузки металлоносных минерализованных хлоридных углекислых вод тяготеют к зонам пересечения молодых поперечных субмеридиональных разломов с более древней системой субширотных глубинных разломов карпатского простирания. Углекислые воды, обогащенные разнообразным комплексом редких и тяжелых металлов, распространены в двух зонах региональных глубинных разломов: 1) в северной Закарпатской зоне, осложняющей северную часть Закарпатского прогиба и отделяющей Выгорлат-Гутинскую вулканическую гряду от Складчатой области Карпат, 2) в южной Припаннонской зоне разломов, осложняющей северный борт Припаннонских впадин (см. рис. 35, *б*).

Наиболее крупные месторождения углекислых вод (Вышковское, Беганьское, Ужгородское) пространственно совпадают с рудными полями, расположенными в тектонически нарушенных мобильных зонах сочленения горстовых поднятий палеозойского кристаллического фундамента и соленосных депрессий (Солотвинская и др.).

На пространственную связь хлоридных углекислых вод с галогенными образованиями и нефтегазопроявлениями указывают необычно высокие (1500—1600) хлор-бромные отношения (табл. 47) и значительные примеси (>10%) углеводородных газов. Количество углекислоты быстро возрастает с глубиной. Например, по данным опробования скважин глубинными герметичными пробоотборниками на Шаянском месторождении углекислых вод, пространственно совмещенном с ртутным месторождением, концентрация растворенной углекислоты уже на глубине 250 м достигает 28 г/л.

Относительно низкие величины окислительно-восстановительного потенциала (+0,01, +0,04 В) указывают на восстановительные условия формирования углекислых вод в гидрогеологически закрытых частях структур.

По содержанию редких металлов углекислые воды Закарпатья можно подразделить на следующие четыре типа:

1) пресные гидрокарбонатно-кальциевые, не содержащие повышенных количеств металлов;

Химический состав наиболее минерализованных

Компоненты	Площадь		
	Ужгород (2047)	Квасы (100—150)	Свалява (500—700)
HCO_3^-	15 254,7	7 612	16 749
SO_4^{2-}	666,6	5,0	200
Cl^-	141,8	16 050	1 624
K^+	90,05	470	100
Na^+	6 400	6 600	6 925
Ca^{2+}	26,05	647	69
Mg^{2+}	—	326	50
Rb^+	0,34	2,89	1,25
Cs^+	0,03	0,072	0,08
Sr^{2+}	6,0	2,66	10,2
$Rb/Cl \cdot 10^2$	0,2	0,01	0,07
$Cs/Cl \cdot 10^2$	—	0,0004	—
Ca/Sr	4,3	243	—
Cl/Br	60,7	276,7	92,8
*r*Na/*r*Cl	69,5	0,63	6,58
pH	8,0	6,9	6,9
Общая минерализация	22 509,4	31 815,6	25 727,2
CO_2	2 600	2 200	2 100
Формула химического состава	$\frac{HCO_3\ 86\ CO_3\ 7}{(Na+K)\ 99}$	$\frac{Cl\ 78\ HCO_3\ 22}{(Na+K)\ 98}$	$\frac{HCO_3\ 84\ Cl\ 16}{(Na+K)\ 98}$

2) минерализованные (до 23 г/л) субтермальные (до 35° С) гидрокарбонатно-натриевые (содового типа) с повышенным содержанием редких элементов и калия (до 350 мг/л);

3) термальные (до 40 °С) слабые рассолы хлоридно-натриево-кальциевого состава, обогащенные редкими легколетучими элементами;

4) хлоридно-натриевые высокоминерализованные термальные рассолы, содержащие наиболее разнообразный комплекс металлов в аномальных количествах.

Первый тип углекислых вод формируется на небольших глубинах в верхней промываемой части структур и поэтому не содержит повышенных количеств микроэлементов.

Второй тип более глубокозалегающих содовых углекислых вод, приуроченный к карбонатным флишевым породам, характеризуется повышенным содержанием фтора и бора (табл. 48). Наиболее часто открытые и скрытые очаги разгрузки этих вод встречаются в Пеннинской зоне Советских и Польских Карпат (месторождение Криница — Зуберы), отличающейся широким развитием юрских известняковых массивов (утесы). С глубиной содержание микроэлементов возрастает параллельно с концентрацией хлоридных ионов, достигая максимальных значений в тектонически экранированных гидрогеологических структурах.

Таблица 47

углекислых вод Карпат и Закарпатья, мг/л

(интервал опробования, м)

Верхний Быстрый (120—180)	Соль (117—120)	Соймы (125—250)	Вышково (600—610)
1 232	1 115	3 515	—
4,0	3,0	3,0	2 200
2 200	7 165	1 330	75 720
20	60	25	75
1 231	4 085	1 331	46 111
482	707	650	2 582
55	89	55	1 054
0,6	0,96	0,2	2,8
0,105	0,11	0,084	0,9
28,5	27,0	2,0	78
0,03	0,01	0,01	0,003
0,004	0,001	0,006	0,001
16,0	26,1	325	33,1
225	639,7	250,9	1 604
0,86	0,88	1,06	0,69
6,3	6,3	6,7	6,3
5 259,9	13 273,7	6 913,6	127 859
2 500	1 100	2 800	1 100
Cl 75 HCO_3 25	Cl 74 HCO_3 26	HCO_3 60 Cl 35	Cl 97
Na 65 Ca 29	Na 86	Na 62 Ca 34	Na 98

Третий тип углекислых хлоридно-натриевых и натриево-кальциевых вод, обогащенных бором и мышьяком, разгружается на поверхности в зоне Закарпатского глубинного разлома.

Четвертый тип углекислых рассолов хлоридно-натриевого состава отличается необычно высокой общей минерализацией (125—130 мг/л) и относительно повышенным содержанием стронция, брома и редких металлов, что указывает на связь солевого состава углекислых вод Паннонской зоны с галогенными образованиями (см. табл. 47). Однако дебиты этих металлоносных углекислых термальных (40—45° С) рассолов незначительны (10—20 м³/сут при глубинах 600—700 м). В северной полосе развития углекислых вод (Закарпатская зона глубинных разломов) соленосные отложения в водовмещающих отложениях пока не вскрыты. В то же время региональное развитие высокоминерализованных (20—40 г/л) углекислых вод и метановых рассолов (100—150 г/л) вдоль региональных глубинных разломов карпатского простирания свидетельствует о возможном наличии ископаемых олигоценовых соленосных отложений под надвигами Черногорской и Раховской зон.

Геохимическая дифференциация Закарпатской и Припаннонской зон распространения углекислых вод согласуется с установленной Б. В. Мерлич и С. М. Спитковской [1974] металлогени-

Распределение редких и сопутствующих микроэлементов

Водоносный комплекс	Интервал опробования, м	Общая минерализация, г/л	Химический тип воды
Палеозойский	1300—1744	9—23	$\frac{Cl\ 65-83\ HCO_3\ 10-18}{Na+K\ 94-98}$
Меловой	95—250	10—35	$\frac{Cl\ 75\ HCO_3\ 10-15}{Na+K\ 90-97}$
Палеоценовый	100—150	24—37	$\frac{Cl\ 71-85\ HCO_3\ 12-16}{Na+K\ 91-97}$
Эоценовый	120—250	5,2—8	$\frac{Cl\ 67-75\ HCO_3\ 25-33}{Na+K\ 65-70\ Ca\ 29-34}$
Олигоценовый	117—120	10—13	$\frac{Cl\ 90-93}{Na+K\ 75-80\ Ca\ 16-24}$
Плиоценовый	500—700	100—130	$\frac{Cl\ 99}{Na+K\ 90}$

ческой специализацией распространенных здесь гипабиссальных интрузий. Так, для северной части Закарпатской зоны разломов характерно развитие мышьяково-сурьмяно-борной минерализации, соответственно углекислые воды этой зоны отличаются аномальными содержаниями мышьяка, бора и сурьмы.

В Припаннонской зоне помимо ртутных широко распространены полиметаллические рудопроявления. Соответственно углекислые термальные рассолы здесь наиболее обогащены тяжелыми металлами (цинк до 12 мг/л, медь до 1 мг/л, ртуть до 0,15 мг/л).

В состав гипабиссальных интрузий входят калиеносные (до 7 вес. % K_2O) диабазы, порфириты, микропегматиты. В районе г. Большой Каменец установлены калиевые спилиты, содержащие до 6 вес. % окиси калия. Положительная корреляция между калием и редкими элементами в интрузивных породах характерна и для пространственно тяготеющих к ним углекислых хлоридных вод.

По декрепитационным данным, интрузии в Закарпатье формировались на глубинах до 3 км из промежуточных очагов (камер), обособившихся в зонах поднятий донеогенового фундамента. На таких же небольших глубинах, судя по температуре, не превышающей 80 °С, формировались и металлоносные углекислые воды.

Геохимические ассоциации микроэлементов в углекислых водах отражают не только специфику состава рудопроявлений, но и

Таблица 48

в углекислых водах Карпат и Закарпатья

Содержание, мг/л (в числителе — максимальное; в знаменателе — среднее)					
рубидий	цезий	стронций	мышьяк	бор	фтор
0,85 / 0,55	0,05	7,0 / 5,0	0,2 / 0,07	70 / 35	0,5 / 0,3
0,5 / 0,3	0,05	3 / 1,7	5 / 6,0	94,5 / 52	0,18 / 0,3
1,9 / 0,8	0,1 / 0,08	3,5 / 1,9	55 / 28,0	944 / 43	0,2 / 0,1
0,6 / 0,2	0,05	29 / 12	0,6 / 0,06	15 / 3,2	0,1 / 0,06
0,96 / 0,6	0,11 / 0,08	26 / 14	0,2 / 0,07	18 / 4,5	0,6 / 0,2
2,8 / 0,4	0,9 / 0,25	78 / 73	0,1 / 0,06	20 / 15	0,4 / 0,2

особенности геолого-структурных, гидрогеохимических, гидродинамических и минералогических условий. Например, между содержанием калия и редкими элементами в углекислых водах и вмещающих вулканогенно-осадочных породах отмечается положительная связь. Величина коэффициентов корреляции и абсолютных содержаний редких элементов в породах увеличивается при повышении содержания в них таких сорбентов, как глинозем, вулканическое стекло, биотит и цеолит. На участках разгрузки углекислых хлоридных термальных вод (Раховский район и др.), приуроченных, так же как и гипабиссальные интрузии, к разломам, в водовмещающих породах присутствует до 5% рудных минералов и битумоидов. Это находит отражение в углекислых водах в виде растворимых органических веществ. Вопрос о характере их взаимосвязи является весьма сложным и требует рассмотрения в специальной работе.

Для углекислых вод Закарпатской зоны разломов характерно следующее соотношение редких элементов: B>Sr>Rb>Cs.

Углекислым же водам полиметаллических полей Припаннонской зоны присущ другой ряд: Sr>B>Rb>Cs. Смещение стронция во втором ряду влево (в группу более устойчивых и поэтому накапливающихся элементов) объясняется более высокой минерализацией углекислых вод данной зоны. Место каждого элемента в геохимических рядах зависит, кроме того, от его индивидуальных геохимических свойств и особенно от степени сорбируе-

мости, которая согласуется с размерами ионных радиусов: $Cs^{+}_{1,67} > Rb^{+}_{1,49} > Sr^{2+}_{1,12} > B^{-}_{0,23}$.

Данный сорбционный ряд является зеркальным отражением двух первых рядов, характеризующих растворимость и устойчивость рудообразующих элементов в хлоридных углекислых водах.

Концентрация редких щелочных элементов в эффузивных и интрузивных породах Закарпатья ниже, чем в аналогичных образованиях Кавказа, Забайкалья, Памира, Приморья, Колымы, Камчатки и Чукотки. Вполне возможно, что пониженная цезиеносность углекислых вод Карпат отчасти связана с малыми содержаниями цезия в породах.

Существуют также другие факторы, которые оказывают сильное воздействие на интенсивность процесса накопления редких элементов в углекислых водах. В первую очередь к ним следует отнести условия закрытости продуктивной части водоносного комплекса, где протекал процесс накопления редких элементов. Углекислые воды, обогащенные редкими элементами, тяготеют к наиболее гидростатически экранированным поднадвиговым частям структур, в данном случае Внутренних Карпат. Не менее важными факторами являются активность термометаморфических глубинных процессов и глубина водогазовыводящей зоны разломов.

Редкие элементы, как показало опробование глубоких скважин, являясь легколетучими, могут «накладываться» вместе с углекислотой и другими высокотемпературными газами (углеводороды, азот, водород и др.) на солевой состав вод. Подтверждением этого вывода является обнаружение аномальных по отношению к общей минерализации воды концентраций бора, фтора и других легколетучих редких элементов в слабоминерализованных углекислых гидрокарбонатно-кальциевых водах Советских [Голева, 1976] и Польских [Swidzinski, 1965] Карпат.

Палеогидрогеологические условия накопления редких элементов в подземных водах. Решающую роль в накоплении рубидия, цезия, стронция и других промышленно-ценных элементов в подземных водах рассматриваемого региона сыграли палеогеологические и палеогидрогеологические условия его развития. В зависимости от перераспределения областей суши, изменения активности — процессов вулканизма и колебания дна морских бассейнов изменялся литологический состав пород, режим, динамика и химизм подземных вод.

В Карпатах в меловое время в бассейне с нормальной соленостью отмечалось накопление мощной флишевой толщи в виде ритмично чередующихся слоев песчаников, глин, аргиллитов и глинистых сланцев.

На юге основной областью сноса терригенного материала и инфильтрации атмосферных осадков являлся приподнятый центральный массив Мармарошской зоны. Другая антиклинальная область размыва (кордильера), также являвшаяся местной областью питания подземных вод, располагалась между Магурской и

Силезской зонами. В последующее время она скрылась под Магурским надвигом.

Платформенный и флишевый меловые бассейны разделялись полосой суши, с которой в северном и южном направлении стекали поверхностные воды и сносился терригенный материал.

В палеогеновое время в Карпатах, Закарпатье и Внутренней зоне Предкарпатского прогиба продолжалось накопление флишевой толщи за счет размыва местных поднятий. В результате активных тектонических движений эта толща сминается в сложные, надвинутые друг на друга складки, представляющие ловушки для рассолов, нефти и газа. В Береговой (Скибовой) зоне Карпат амплитуда надвигов достигала нескольких десятков километров. Складки осложнялись продольными и поперечными разрывами, к которым приурочиваются скрытые очаги разгрузки минерализованных нефтяных вод с повышенным содержанием стронция, иода, брома, бора, меди, цинка, свинца и других металлов. Завершается существование флишевого бассейна в олигоцене накоплением битуминозных менилитовых сланцев, обогащенных разнообразным комплексом рудных элементов. Повышенное содержание этих элементов в последних обусловлено их высокой сорбционной способностью и присутствием химически активных органических веществ. Слагая глубинные складки, менилитовые образования являются неплохими коллекторами нефтяных и газовых месторождений, а также метаморфизованных хлоридно-натриево-кальциевых рассолов с повышенными концентрациями стронция иода, брома, бора, рубидия, цезия и других микрокомпонентов.

Распространение на южном склоне Карпат минерализованных хлоридных вод, газирующих метаном и углекислотой, позволяет предполагать наличие и под надвигом Магурской зоны газонефтеносных глубинных складок.

Судя по распределению обломочного материала, в конце палеогенового периода на юге и севере Карпатского региона существовали две крупные кордильеры, являвшиеся основными областями сноса терригенного материала и стока поверхностных и подземных вод в морской бассейн (рис. 36). В ранненеогеновое время в результате начавшегося воздымания Карпат он разделился на два более мелких бассейна — Предкарпатский и Силезский (см. рис. 36), в которых началась садка солей, сопровождавшаяся быстрым прогибанием дна бассейнов и подводным вулканизмом. В процессе воздымания Карпат юго-западная часть Скибовой зоны и вместе с ней северо-восточная часть южнее расположенной Силезской зоны были приподняты над уровнем моря. Однако на юго-западе последней должен был сохраниться мелководный бассейн, в котором могли отлагаться соленосные глины с прослоями песчаников. Это осадконакопление синхронизировалось с седиментацией в Предкарпатье соленосных пород нижневоротыщенской свиты. И если в последней они давно установлены, то о наличии соленосных отложений на южном склоне Карпат и о происхождении распространенных здесь углекислых

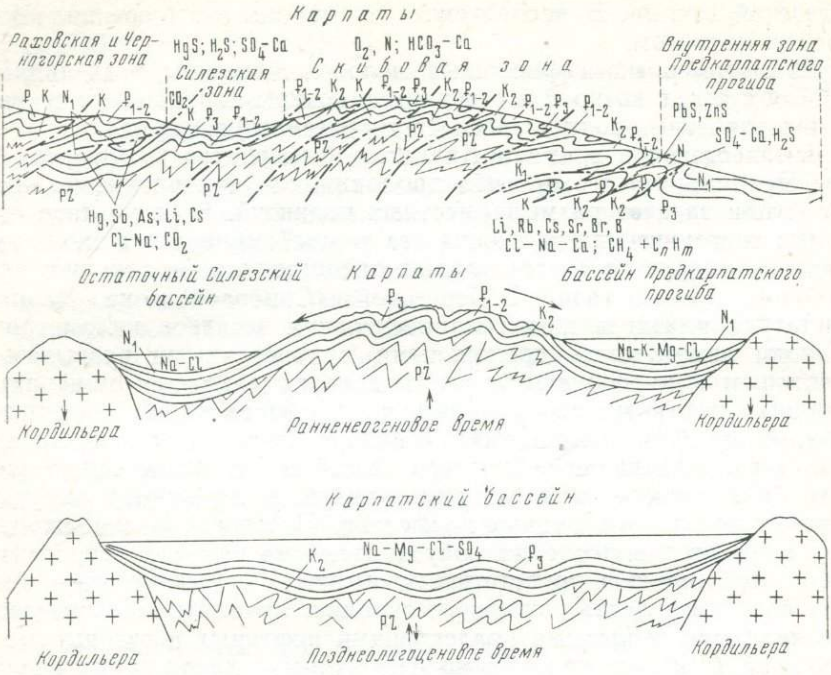


Рис. 36. Палеогидрогеологическая схема развития Карпатского региона

и азотно-углеводородных рассолов можно лишь строить предположения и прогнозы. Последние базируются на количественных гидрогеохимических показателях (соотношение микро- и макрокомпонентов, общая минерализация воды, газовый состав и т. д.) и палеогидрогеологическом анализе условий развития рудоперспективных структур, сохранившихся под региональным надвигом Раховской и Черногорской зон на Силезскую [Голева, 1977]. Более быстрое опускание Предкарпатского прогиба и северо-восточной кордильеры по сравнению с юго-западной кордильерой привело к изменению вертикальных движений на косонаправленные к востоку и в конечном итоге к образованию асимметричных антиклинальных структур-ловушек для углеводородных металлоносных и калиеносных рассолов с газонефтяными флюидами. Формирование на юге солеродного бассейна должно было завершиться в конце аквитана, после чего началась самая интенсивная в кайнозое фаза складчатости Карпат, завершившаяся образованием скиб, региональных надвигов, разломов и прочих тектонических нарушений, окончательно определивших расположение очагов разгрузки и направленность движения металлоносных рассолов. В раскрытой части Силезской зоны они вытеснялись пресными инфильтрационными водами. Соленосные отложения здесь также оказались размытыми и лишь местами в олиго-

ценовых отложениях сохранились линзы гипса и сульфатные слабосероводородные воды типа выщелачивания.

Амплитуда надвигов, под которыми предполагается наличие соленосных пород и рассолов, насыщенных углеводородами и углекислотой, увеличивается в юго-западном направлении до 15 км. В этом же направлении возрастают общая минерализация, углеводородность и металлоносность подземных вод вследствие увеличения гидрогеологической закрытости структур.

Внедрение кислых вулканитов и интрузий гранодиоритов в карбонатные морские флишевые отложения мелового и палеогенового возраста (см. рис. 36) сопровождалось выделением огромного количества сернистых и углекислых газов. Вместе с ними возгонялись и редкие щелочные металлы. Однако большая их часть, судя по составу углекислых и азотных терм Камчатки, выносилась в очаги разгрузки в растворенном виде. Мощные травертиновые конусы, наиболее хорошо сохранившиеся в долине Тисы на западной окраине Рахова, свидетельствуют о громадном выносе углекислыми термальными водами карбонатов кальция в течение длительного отрезка времени. Не исключена возможность образования углекислоты на контакте остывающих на глубине интрузивных тел и вмещающих карбонатных осадочных пород и в настоящее время. Наиболее повышенная металлоносность углекислых вод отмечается в южной части Выгорлат-Гутинской эффузивной гряды в районе с. Вышково, где на глубине 600 м вскрыты термальные рассолы с высокой концентрацией рубидия, цезия, стронция, ртути, меди, цинка. Необычно высокая минерализация (130 г/л), но низкая концентрация кальция и брома, а также отсутствие иода указывают на формирование химического состава этих рассолов под влиянием двух процессов: галитового галогенеза и термометаморфизма.

Таким образом, в зоне глубинных разломов на участках их пересечения более молодыми поперечными разломами в очагах разгрузки углекислых металлоносных рассолов под экраном слабопроницаемых эффузивно-осадочных образований на сравнительно небольших глубинах формировались различные месторождения: золоторудные, полиметаллические, ртутно-сурьмяные и др. О былой гидротермальной деятельности термальных вод свидетельствуют находки в районе Беганьского полиметаллического месторождения гейзеритов и травертинов с повышенным содержанием разнообразных металлов.

Нижнемиоценовое время ознаменовалось воздыманием Карпат и накоплением солей во внутренней зоне Предкарпатского и во впадинах Закарпатского прогибов. По образовавшимся разрывным тектоническим нарушениям в горно-складчатой области Карпат инфильтрационные воды проникали на большие (до 2 км) глубины, вымывая морской солевой комплекс и редкие элементы из флишевых образований.

В альпийский геотектонический цикл в зонах глубинных разломов происходило образование рифтовых построек, завершив-

шееся возникновением в верхнем мелу — палеогене терригенной островной дуги.

В миоценовый период развития островной дуги тепловые потоки были резко аномальными и привели к палингенезу, воздыманию, складкообразованию, вулканизму и формированию полиметаллических месторождений в зоне сочленения Паннонского массива с Закарпатским прогибом.

В плиоцене к воздымающимся Карпатам причленилась и Солотвинская впадина, что вызвало возникновение в ней лагунных условий и соляных диапиров. По глубоким тектоническим нарушениям во впадину внедрялись магматические расплавы и гидротермальные рудообразующие растворы, однако гидрогеологическая раскрытость структур и низкая (галитовая) степень сгущения рапы не благоприятствовали накоплению рудных элементов ни в породах, ни в подземных водах впадины.

К началу отложения верхних моласс в Закарпатском прогибе горная часть Карпат окончательно сформировалась и на месте бассейна поднялись горные хребты — основные области сноса терригенного материала в неогеновое и четвертичное время.

По краям Закарпатского бассейна в это время накапливался древесный и растительный материал, преобразованный в последующем в бурый уголь. Воды, обводняющие его месторождения, стали обогащаться растительной органикой и германием. Повышенное содержание последнего выявлено в углекислых водах Беганьского района.

В конце неогена — начале четвертичного периода в Закарпатье активизировалась вулканическая и интрузивная деятельность. Эффузивные излияния в конечном итоге образовали Выгорлат-Гутинский хребет, а сопровождавшие их гидротермальные процессы обогатили вмещающие осадочные породы по зонам разломов разнообразными микрокомпонентами (мышьяк, бор, фтор, ртуть).

С увеличением степени метаморфизации химического состава вод, отчетливо проявляется тенденция к повышению концентрации кальция и понижению хлор-бромного коэффициента. Галитовый характер галогенеза Закарпатского прогиба обусловил накопление в его подземных водах лишь хлоридов натрия и стронция в отличие от Предкарпатского прогиба, где на том же миоценовом этапе развития были сформированы калийные месторождения с повышенной концентрацией рубидия, цезия, иода, брома и бора.

Геотермические условия. Карпатская складчатая область отличается пониженной величиной теплового потока и, по мнению Г. С. Вартаняна [1977], находится на старом этапе развития. Геотермический градиент в ее пределах колеблется от 2,5 до 6,0 °С/100 м, а интенсивность теплового потока от 0,075 до 0,1 Вт/м². Последний характеризуется наиболее значительной плотностью в зоне Припаннонского глубинного разлома, где уг-

лекислые воды содового типа с температурой 52 °С вскрыты в районе г. Берегово.

В зоне Закарпатского глубинного разлома интенсивность теплового потока немного ниже, однако и здесь наиболее глубокие хлоридные углекислые воды на глубине 350 м имеют температуру 24—26 °С. На северном склоне Карпат в пределах Береговой Скибы геотермический градиент понижается до 0,43 °С, что позволяет сделать вывод о протекании здесь термометаморфических процессов на еще бо́льших глубинах (>5 км), чем в Закарпатье.

* *
*

Итак, анализ геологических и гидрогеологических условий Карпатской складчатой области показал, что наиболее благоприятные условия для формирования и длительного существования углекислых и углеводородных металлоносных рассолов в ее пределах были обусловлены следующими факторами.

1. Высокая тектоническая активность, завершившаяся образованием глубоких разрывных водопроницаемых разломов, преимущественно поперечного антикарпатского направления и гидрогеологическая закрытость структур. Для углеводородных крепких рассолов хлоридно-кальциевого типа, обогащенных наиболее разнообразным спектром рудных и сопутствующих галоидных микрокомпонентов, такими структурами являлись глубокопогребенные нефтегазоносные складки под главным надвигом Береговых Карпат на Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба, а для углекислых металлоносных менее минерализованных хлоридно-натриевых хлоридно-натриево-кальциевых и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод — зоны глубоких молодых гидростатически экранированных разломов, осложняющих поднятия фундамента инверсионного типа.

2. Высокая сейсмичность, геотермическая напряженность и вулканическая активность районов распространения металлоносных рассолов в период развития и тектоно-магматической активизации вмещающих их структур. Металлоносные термальные воды, содержащие более 1000 мг/л свободной углекислоты, известны только в определенных структурных зонах Закарпатья, характеризующихся повышенной плотностью тепловых потоков (0,096—0,1 Вт/м^2), превышающей почти в два раза плотность тепловых потоков и глубину формирования термальных вод Складчатой области Карпат и Предкарпатского прогиба. Более напряженный по сравнению с другими регионами Карпат геотермический режим Закарпатья согласуется с наличием крупных скоплений углекислоты термометаморфического генезиса и широким распространением молодых интрузий и эффузивных пород.

3. Основным процессом накопления микрокомпонентов и метаморфизации макросостава углеводородных рассолов Береговых Карпат являлось их длительное концентрирование вначале в ла-

гунных условиях, а затем в подземных глубокопогребенных структурах при повышенных температурах и давлениях под мощным солевым экраном и региональными надвигами. Главным же процессом обогащения углекислых вод микрокомпонентами является выщелачивание их из соответствующих минералов и комплексов гидротермально-измененных пород. Во всех типах хлоридных углекислых вод Карпатской складчатой области, имеющих общую минерализацию выше 35 г/л, выдерживается следующий концентрационный ряд: Sr>Rb>Cs.

4. Металлоносные углекислые воды Карпат формируются только в нижних структурно и литологически экранированных частях, тяготеющих в пространственном отношении к зонам долгоживущих глубинных разломов. На Большом Кавказе такие геолого-структурные условия были созданы, например, на его южном склоне и в периферийной зоне Северо-Кавказской геосинклинали. Обогащение углекислых вод микрокомпонентами протекает в течение всего этапа геологического развития вмещающих структур и нередко опережает по интенсивности накопление макрокомпонентов.

5. Необходимыми геохимическими условиями для накопления микрокомпонентов в подземных водах альпийских горно-складчатых районов являются: повышенная концентрация микрокомпонентов в водовмещающих породах, хлоридность, термальность и углекислотность вод, катализирующих процессы выщелачивания и переноса микрокомпонентов в подземных водах.

6. Ассоциация интенсивно накапливающихся микрокомпонентов в углекислых субтермальных (до 60 °С) водах Карпат и других горно-складчатых областей альпийской зоны складчатости отличается присутствием наиболее подвижных и легколетучих в широком диапазоне температуры микрокомпонентов (рубидий, цезий, бор, фтор, мышьяк). Содержание группы тяжелых сульфидобразующих металлов в них весьма невелико, за исключением участков расположения соответствующего типа твердых месторождений полезных ископаемых.

7. Высокая, стабильная газонасыщенность металлоносных вод углекислотой указывает на участие в их формировании мощных глубинных процессов регионального термометаморфизма.

8. Металлоносные углекислые воды в горно-складчатых областях, несмотря на их глубокую расчлененность, как правило, не имеют открытых очагов разгрузки и вскрываются скважинами на больших глубинах (>1 км).

9. По направленности геохимических процессов в пределах всех месторождений углекислых металлоносных рассолов можно выделить две зоны: глубинную с преимущественным накоплением микрокомпонентов в результате отжатия по разломам реликтовых седиментационных вод и выделения их из вмещающих пород под влиянием глубинных процессов термометаморфизма, и относительно менее глубокую (1,5—2,5 м) зону с преобладанием процессов выщелачивания микрокомпонентов из обогащенных

ими и хлоридами натрия осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. При этом основным источником хлора в наиболее минерализованных углекислых рассолах (>50 г/л) являются галогенные формации.

ОБЛАСТИ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Изучение закономерностей распространения рудных компонентов в глубоких термальных водах областей активного вулканизма позволяет расширить наше представление о гидрогеохимических процессах их накопления и миграции в условиях интенсивного проявления вулканических процессов.

В зависимости от активности и длительности протекания гидротермальной и вулканической деятельности, современных и палеогидрогеологических условий термальные воды приобретают различный солевой и газовый состав. Влияние этих природных факторов на формирование микрокомпонентного состава термальных вод рассмотрено в работах В. В. Аверьева [1966], В. В. Иванова, В. И. Кононова, В. М. Сугробова [1968], Г. А. Голевой [1973], Г. К. Арсановой [1974], С. И. Набоко [1973 г.] и других исследователей.

Как показали наши исследования металлоносности термальных вод Камчатки и Курильских островов, распределение в них рудных элементов зависит от разнообразных факторов, среди которых главную роль играют: кислотно-щелочные свойства среды миграции, температура, солевой и газовый состав гидротерм, их связь с процессами современного вулканизма, петрохимический состав вмещающих пород и современные палеогидрогеологические и структурно-геологические условия развития и экранирования гидротермальных систем.

Среди многообразия химических типов термальных вод, распространенных в областях современного вулканизма, наибольшей концентрацией микрокомпонентов характеризуются три типа термальных вод: 1) перегретые (<100 °С) азотно-углекислые хлоридно-натриево-калиевые; 2) субтермальные (до 75 °С) углекислые хлоридно-натриевые; 3) фумарольные сероводородно-углекислые воды. Все три типа металлоносных гидротерм сосредоточены в Восточной вулканической зоне Камчатки и Курильских островах. Геологический ландшафт этих регионов представлен горными хребтами, эффузивными плато с возвышающимися конусами вулканов, межгорными равнинами, приобретающими в прибрежной зоне тундровый облик.

В краевых зонах областей активного вулканизма вне зоны непосредственного влияния современной вулканической деятельности распространены азотные щелочные термы, формирующиеся в гидрогеологически более раскрытых частях межгорных депрессий и грабенов. Поэтому в них содержания микрокомпонентов по сравнению с приведенными выше типами термальных вод незначительные (табл. 49).

Таблица 49

Максимально обнаруженные содержания рудных и сопутствующих элементов в термальных водах, мг/л

Типы вод	T °C	pH / Eh	Минерализация, г/л	Химический тип воды	Cu	Zn	Pb	Au	Ag	Mo	W	Hg	Cd	Ge	As	F	B	Mn	Rb	Cs
В зоне влияния современного вулканизма																				
Фумарольные сероводородно-углекислые: Ультракислые хлоридные	94—96	1 / 0,9	До 70,0	Cl 90—99 / H 60—81 Al 5—10	0,15	0,2	0,1	0,003	0,012	0,005	0,002	0,004	0,005	0,02	10	50,4	30	25	1,0	0,07
Кислые, хлоридно-сульфатные и сульфатно-хлоридные	80—90	1—1,5 / 0,9—0,8	До 20,0	SO_4 30—80 Cl 25—65 / Na 60—90 Fe 20—30 Al 50—70	51,0	5,0	32	Не обн.	0,015	0,002	0,001	0,003	0,1	0,01	30	3,5	35	4,5	0,6	0,08
Кислые сульфатные	60—75	1,5—3,5 / 0,8—0,6	До 10,0	SO_4 65—90 HSO_4 21—25 / Na 55—75 H 25—80 Al 30—40	0,4	20,0	0,3	„	0,01	Не обн.	0,001	0,02	0,032	0,004	15,0	2,5	9	20	0,3	0,12
Азотно-углекислые: Хлоридные щелочные	100	7,5—8,5 / (—0,2)—(0,3)	До 5,0	Cl 90—98 / Na 85—95	0,1	0,6	0,03	„	0,009	0,01	0,01	0,015	0,01	0,005	8,0	1,7	20	30,0	0,7	0,57
Щелочные сульфатные и сульфатно-хлоридные	100	8—9 / 0,3—0	До 1,5	SO_4 70—90 Cl 25—30 / Na 94—100	0,1	0,4	0,04	„	0,008	0,02	0,032	Не обн.	0,005	0,016	2,0	10	2,0	1,2	0,16	0,12
Вне зоны влияния современного вулканизма																				
Азотные: Сульфатно-хлоридные щелочные	До 100	8—9 / (0,1) — (—0,2)	До 1,5	SO_4 50—80 Cl 20—45 / Na 65—78 Ca 25—30	0,2	0,5	0,02	0,001	0,01	0,05	0,072	0,02	0,001	0,024	2,5	7,0	4,5	0,02	0,4	0,1
Сульфатные щелочные	До 80	8—9,5 / 0,15	До 2,0	SO_4 50—70 Cl 15—20 / Na 68—80 Ca 10—15	0,002	0,01	0,003	Не обн.	0,005	0,03	0,022	Не обн.	0,001	0,007	2,5	4,0	4,0	0,025	0,04	0,08
Сульфатно-хлоридно-карбонатные, щелочные	До 85	8,5—9,5 / 0,1	До 0,6	SO_4 32—38 Cl 30—36 CO_3 15—20 / Na 90—95	0,003	0,005	0,003	„	—	0,03	0,024	0,01	Не обн.	0,007	2,0	3,6	8,0	0,2	0,11	0,02
Углекислые: Хлоридно-карбонатные и хлоридно-сульфатные	До 80	5,5—6,5 / (—0,1) —0	До 7,7	Cl 47—79 HCO_3 17—23 / Na 57—87 Ca 9—39	0,15	0,7	0,04	0,002	0,007	0,01	0,02	0,01	—	0,01	9,0	0,8	32	25	0,6	0,7

Азотно-углекислые термы

Этот тип вод, обогащенный в основном редкими металлами (рубидием, цезием, бором, мышьяком, фтором, германием и др.), представляет наиболее мощную по тепловым запасам систему высоконапорных парогидротерм, приуроченных к литологически экранированным частям вулкано-тектонических депрессий, кальдер, грабенов, рифтогенных структур.

Тепловое питание данных систем осуществляется главным образом за счет мощного эндогенного теплового потока. В областях их разгрузки протекает интенсивный гидротермальный метаморфизм пород, минерало- и рудообразование [Набоко, Чеглецова, 1974].

Наиболее типичными и изученными представителями этой группы гидротерм на территории СССР являются Паужетские и Узон-Гейзерные системы, а их аналогами за рубежом — Вайракейские, Исландские и др.

Геологические и общие гидрогеологические условия. Геологическое развитие азотно-углекислых парогидротерм тесно связано с развитием долгоживущих зон глубинных разломов и активных магматических очагов. Их участки разгрузки сложены кислыми вулканическими породами (пемза, дацитовые лавы, игнимбриты и др.). Возраст фундамента вулкано-тектонических депрессий, вмещающих гидротермальные системы,— миоцен-плейстоценовый. Ложе депрессий выполнено вулканогенно-осадочными отложениями озерного типа, содержащими прослои пемзо-пепловых образований. Верхний этаж представлен пемзо-пирокластическим материалом, экструзивными куполами и мелкими кальдерами. Формирование перегретых азотно-углекислых гидротермальных систем в Восточной вулканической зоне Камчатки происходило на конечном посткальдерном этапе образования стратовулканов, липаритовых и дацитовых экструзий.

Одна из наиболее крупных гидротермальных систем данного типа приурочена к Паужетской депрессии, являвшейся в домеловое время (по геофизическим данным) прогибом. Активный магматический очаг здесь залегает предположительно на глубинах 5—10 км. Термальное поле Паужетской системы в настоящее время располагается на северо-западном склоне Камбального хребта. Основной водоносный комплекс представлен псефитовыми туфами андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. Его экранируют слабопроницаемые алевролиты, алевропелиты и пелитовые туфы дацита, препятствующие охлаждению и разбавлению металлоносных термальных вод. Некоторыми исследователями [Эллис, 1970 и др.] установлена пространственная связь между наиболее сейсмичными зонами и очагами разгрузки данного типа гидротермальных систем.

Несмотря на сравнительно невысокую (до 5 г/л) минерализацию они обладают способностью к минералообразованию, отлагая в трещинах кварц, опал, кристобалит, карбонаты и другие

минералы, по которым можно восстановить примерный химический и температурный режим развития данной гидротермальной системы.

Гидродинамические и геотермические условия. Азотно-углекислые парогидротермы Камчатки характеризуются высокими напорами, огромными расходами и, судя по сравнительно невысоким (до 4 г/л) минерализации и изотопному составу D и ^{18}O, активным водообменом. Большая величина напоров обусловлена горным обрамлением гидротермальных систем, приуроченных к сопряженным отрицательным структурам.

В четвертичное время в результате поднятия и активизации вулканической деятельности значительная часть седиментационных минерализованных вод Камчатского полуострова была замещена слабоминерализованными инфильтрационными водами.

Наиболее минерализованная (до 17 г/л) группа Нижне-Кошелевских гидротерм морского типа хлоридно-натриевого состава расположена в прибрежной зоне на южной оконечности полуострова.

Рост температуры, как известно, повышает фильтрационные свойства вмещающих пород и химическую агрессивность вод. Пластовые давления гидротерм достигают 2,6 МПа на глубинах 1—1,2 км при температуре воды 200 °С. Температурные аномалии имеют различную конфигурацию в вертикальном разрезе с частой тенденцией падения температур с глубиной, отражающей боковое направление основного термопотока (системы Паужетская, Больше-Банная и др.).

Содержание многих преимущественно легколетучих микрокомпонентов положительно коррелирует с температурой. Доминирует конвективный вынос тепла движущейся массой гидротермальных растворов, который превышает удельный вынос тепла современных вулканических структур. Так, в пределах Паужетского геотермального района величина теплового потока, по расчетам В. М. Сугробова [1975], достигает 1,66 Вт/м^2.

Изменение режима динамики и теплообмена в гидротермальных системах во времени связано главным образом с усилением притока инфильтрационных холодных вод и отложением кальцита и кремнезема в трещинах водовмещающих пород в очагах разгрузки. В целом большинство гидротермальных систем характеризуется разнородностью теплофизических свойств вмещающих пород, что вызывает контрастные изменения в тепловом поле температурных градиентов. Так, в наиболее разбуренной Паужетской гидротермальной системе наблюдается подъем геоизотерм по сбросовой меридиональной системе термовыводящих крутопадающих трещин, пересекающих долину р. Паужетки. Величина геотермического градиента, а также содержания рубидия, цезия, мышьяка, бора и фтора уменьшаются в пределах данного теплового поля в юго-восточном направлении. Геотермический градиент падает от 35 до 8 °С/100 м, а концентрации микрокомпонентов — от $n \cdot 10^2$ до $n \cdot 10^{-1}$ мг/л.

Температурные градиенты менее минерализованных азотных гидротермальных систем, не содержащих повышенных концентраций микрокомпонентов (Паратунская, Начикинская и др.), характеризуются более низкими величинами температурных градиентов (4—7 °С/100 м при фоне 2,5—3,5 °С/100 м).

Больше-Банная гидротермальная система, приближающаяся по газовому составу и величине температуры воды на поверхности (98 °С) к Паужетской системе, характеризуется близкими коэффициентами концентрации некоторых микроэлементов (см. табл. 46). Особенности ее тепловой и геохимической структуры обусловлены блоковым строением и крутым наклоном термовыводящих трещин северо-восточного направления.

В приповерхностной зоне параллельный земной поверхности изгиб изотерм отражает положение геохимического, водо- и теплоупорного экранов.

Конфигурация температурных полей современных и древних гидротерм имеет сложную куполообразную форму, фиксирующую, по данным Г. С. Вартаняна [1977], основной скрытый очаг разгрузки.

В настоящее время самые мощные по величине теплового потока гидротермальные системы (табл. 50) располагаются в кальдере Узона и на мысе Лопатка по периферии Кошелевского вулкана.

Таблица 50

Тепловые параметры современных гидротермальных систем, обогащенных микрокомпонентами

Системы	T_{max} °С	Глубина, м	T_{max} на поверхности, °С	Площадь, 10^5 м²	Удельный тепловой поток, Вт/м²	Литературный источник
Узонская	126	25	94	4,3	1770	В. М. Ковалев [1974 г.]
Паужетская	203	287	98	3,23	195	В. М. Сугробов [1974 г.]
Нижне-Кошелевская	231	430	92	0,38	2772	Тот же
Больше-Банная	171,5	—	98	500	63,08	Ю. А. Краевой [1971 г.]

Гидрогеохимические условия. Формирование состава азотно-углекислых парогидротерм происходит на большой глубине в зоне высоких температур и давлений в промытых вулканогенно-осадочных отложениях. Трещинные и пластово-трещинные гидротермальные системы в открытых очагах разгрузки характеризуются повышенной щелочностью (до 8,5), а на глубине — слабокислой реакцией (pH 6—6,5).

В верхнем ярусе водонапорных систем формируются слабоминерализованные (до 2 г/л) сульфатно-хлоридно-натриевые, азотно-углекислые воды (Больше-Банная группа гидротерм), отличающиеся высоким содержанием фтора (до 10 мг/л), осаждающегося в приповерхностной зоне в виде новообразований флюорита. Вмещающие породы Больше-Банного месторождения, как показало глубокое бурение, характеризуются интенсивной гематитизацией и окварцеванием на стыке двух геохимических обстановок: восстановительной и окислительной. Под воздействием термальных вод железистые силикаты преобразуются частично в гематит и кварц, при этом зона красноцветных гематитизированных пород сменяется с глубиной зоной обеленных окварцованных пород.

Основными формами переноса железа в термальных водах, по термодинамическим расчетам Ю. П. Мельника, А. А. Дроздовской и К. А. Воробьевой [1974], являются коллоиды, образующиеся путем агрегации недиссоциированных молекул $Fe(OH)_3^0$. Под воздействием сульфатных соединений натрия, кальция, магния коллоиды железа коагулируют и осаждаются, образуя в дальнейшем зоны ожелезнения. Так, например, наиболее интенсивно гематитизированы вулканогенные породы в очагах разгрузки азотно-углекислых Больше-Банных гидротерм, обладающих повышенной сульфатностью.

Солевой, газовый и микрокомпонентный состав азотно-углекислых терм, формирующихся в нижнем более гидрогеологически закрытом ярусе, однотипен. Общая минерализация гидротерм хлоридно-натриево-кальциевого типа колеблется в пределах от 3 до 5 г/л, возрастая по направлению к морской прибрежной зоне до 17 г/л. В открытых очагах разгрузки щелочные хлоридно-натриевые азотно-углекислые редкометальные перегретые воды иногда (кальдера Узон и др.) смешиваются с более кислыми (pH 6,5—6,8) менее минерализованными водами гидрокарбонатно-сульфатного типа, обедненными редкими и другими сопутствующими микрокомпонентами. Несмотря на относительно невысокие абсолютные содержания легколетучих металлов, хлоридные азотно-углекислые гидротермы областей активного вулканизма отличаются от термальных вод аналогичного химического состава, формирующихся в областях потухшего вулканизма, более высоким коэффициентом концентрации (отношение содержания элемента к общей минерализации) легколетучих металлов и металлоидов (см. табл. 46). Кроме того, для данного типа гидротерм, отличающихся нередко гейзерным режимом, характерны интенсивные паро- и газоотделение в открытых очагах разгрузки с последующим растворением, окислением и конденсацией в небольших водоемах. В результате термосернокислотного и углекислотного воздействия на стенки водовмещающих водоемов образующийся в них глинистый (грязевой) раствор обогащается разнообразным комплексом петрогенных элементов и микрокомпонентов (алюминий, железо, кальций, магний, кремнекислота, аммоний, медь, цинк, свинец, бор, фтор, мышьяк, кадмий и др.). Со-

держание щелочных макрокомпонентов в азотно-углекислых парагидротермах Камчатки достигает 96 мг-экв %. Очень высока в них концентрация кремнекислоты (до 800 мг/л). Из микрокомпонентов наиболее интенсивно накапливаются (в мг/л): бор до 190, марганец до 30, мышьяк до 8,0. Что же касается тяжелых металлов (цинк, свинец, медь, ртуть, молибден и др.), то их содержание в этом типе гидротерм не превышает десятых и сотых долей миллиграмма на литр (см. табл. 49).

К периферийным частям систем температура и химический состав вод претерпевают существенные изменения. Так, например, температура Паужетских терм понижается до 100 °С, минерализация до 3 г/л, содержание микроэлементов (в мг/л): хлора до 920, натрия до 610, калия до 25, кремнекислоты до 512, редких щелочных металлов до 0,3 мг/л. В то же время содержания кальция, магния, гидрокарбонатных и сульфатных ионов растут в направлении движения вод.

Наиболее тесную корреляционную положительную связь с температурой калием и хлором обнаруживают кремнекислота, бор, мышьяк, рубидий, цезий. Тяжелые металлы положительно коррелируют с pH и Eh. С глубиной ниже зоны дегазации на 800—1000 м pH термальных вод уменьшается до 6, а содержание редких щелочных металлов растет.

В приповерхностной зоне вследствие выделения из водной фазы свободной углекислоты pH вод повышается до 8,2, что приводит к осаждению карбоната кальция, а вместе с ним и многих микрокомпонентов. При выходе на поверхность из-за снижения температуры усиливается падение растворимости кремнекислоты, в результате чего вместе с осаждающимися гейзеритами из воды извлекается оставшаяся часть редких элементов (германий, таллий и др.). Проницаемость экранирующих эффузивных образований (лавы, спекшиеся пеплы и др.) очень мала (до 3,5 м/сут). На тектонически нарушенных участках глубинных разломов она увеличивается до $n \cdot 10^2$ м/сут.

В азотно-углекислых термах в процессах накопления микрокомпонентов наряду с магматическими эксгаляциями (судя по значениям тепловых потоков) большую роль играют процессы взаимодействия с вмещающими породами (ионный обмен, связывание рудных элементов вмещающих пород с сероводородом и др.). Интенсивное парообразование, дегазация CO_2 из термальных вод в приповерхностной зоне вызывают изменение pH и растворимости как макро-, так и микрокомпонентов, в результате чего термальные воды, ощелачиваясь, теряют значительную часть микрокомпонентов в очагах скрытой и открытой разгрузки.

По наблюдениям вулканологов, за последние пятнадцать лет в составе азотно-углекислых эксплуатирующихся вод Паужетского месторождения произошли некоторые изменения: повысилась концентрация сульфатных и гидрокарбонатных анионов и понизилось содержание микрокомпонентов. По-видимому, это вызвано подтягиванием грунтовых слабоминерализованных (до

0,5 г/л) гидрокарбонатных и сульфатных вод из верхней гидрогеологически раскрытой части структуры в процессе развития воронки депрессии.

Гидротермальные месторождения азотно-углекислых хлоридных вод с повышенным содержанием перечисленных выше металлов распространены и в других районах Восточной вулканогенной зоны Камчатки (Узон, Долина гейзеров, Киреунский) и Курильских островов. В результате глубокого (до 760 м) разбуривания очага разгрузки азотно-углекислых термальных вод на о. Кунашир (Горячий пляж) установлена гидрогеохимическая зональность, характерная для областей развития углеводородных рассолов в районах молодого четвертичного и более древнего вулканизма. А именно, хлоридно-натриевые воды с относительно небольшой минерализацией (до 6 г/л) с глубиной переходят в хлоридно-натриево-кальциевые и кальциево-магниевые минерализованные (до 26 г/л) воды.

Водовмещающие породы представлены морскими терригенными образованиями, содержащими морской солевой комплекс. В составе растворенных газов, представленных в основном азотом (до 90%) и углекислотой (до 8%), присутствуют углеводороды (CH 2,5%, C_2H_6 0,01%) и сероводород. Последний согласно изотопным анализам серы образуется в основном в результате биогенного восстановления сульфатов термальных вод, имеющих в свою очередь преимущественно седиментогенный морской генезис. Органическое вещество термальные воды выщелачивают из осадочных пород, подстилающих эффузивные образования.

Углекислые термальные воды

Геологические и общие гидрогеологические условия. В отличие от описанных выше азотно-углекислых парогидротерм углекислые воды формируются в более гидрогеологически закрытых структурах — грабенах неогенового и мезозойского фундамента в районах молодой, недавно угасшей вулканической деятельности. Их формирование происходит в глубокой восстановительной обстановке под воздействием региональных термометаморфических процессов, приводящих к выделению из горных пород углекислого газа. Накопление последнего связано не только с современными, но и древнечетвертичными магматическими процессами, поэтому углекислые термальные воды широко распространены и в других вулканических провинциях СССР: в Карпатах, Предкавказье, Приморье, на Малом Кавказе, Памире и др. На Камчатке и Курильских островах известно более 10 групп углекислых вод, обогащенных микрокомпонентами (Налачевские, Таловые, Щапинские, Дачные, Пущинские и др.). Месторождения этих вод расположены преимущественно по окраинам Восточно-Камчатского, реже Центрально-Камчатского и Курильского вулканических супербассейнов четвертичного возраста. Обычно они размещаются в грабенообразных долинах, унаследовавших постоянно возобнов-

ляющиеся в результате процессов неотектоники разломы. Их очаги разгрузки приурочены к трещинам вулканогенно-осадочных, реже эффузивных пород. Разгружаясь на дневную поверхность, они выносят в десятки и сотни раз меньше тепла, чем азотно-углекислые парогидротермы.

Геотермические и гидрогеохимические особенности. Углекислые термы обладают более пониженной температурой (36—75 °С) и невысокими дебитами в открытых и скрытых очагах разгрузки (до 10 л/с). В результате дегазации углекислого газа, составляющего обычно более 95%, карбонаты кальция и железа образуют вокруг выходов углекислых вод на поверхность мощные конусы железистых травертинов, обогащенных разнообразным комплексом соосажденных микрокомпонентов (Mn, Fe, Sr, Rb, Cs, As, B, F, Se, Hg и др.).

Одно из наиболее крупных, разбуренных до глубины 220 м, месторождений углекислых металлоносных терм Камчатки расположено в долине р. Налычево в Восточной вулканогенной зоне. Месторождение состоит из шести групп источников, имеющих температуру до 75 °С, общий дебит 128 л/с и pH воды 6—6,5. В отличие от других менее минерализованных и менее горячих гидрокарбонатно-хлоридных и сульфатно-гидрокарбонатных углекислых вод Центральной Камчатки, Налычевские хлоридно-натриево-кальциевые гидротермы более обогащены мышьяком (до 12 мг/л), бором (до 75 мг/л), цезием (до 0,8 мг/л), марганцем (до 30 мг/л). Осаждение последнего, как самого устойчивого, происходит после окончательного выделения свободной углекислоты и повышения pH воды до 7,5—8.

О генезисе микрокомпонентов в углекислых водах имеется несколько суждений. Одни исследователи [Арсанова, 1974 и др.] считают главным их источником магматические расплавы, другие [Иванов, Кононов, Сугробов, 1968 и др.] — термометаморфизованные горные породы и вулканические эксгаляции. Не отрицая возможности поступления углекислоты и микрокомпонентов изо всех этих трех источников в разных геохимических и термодинамических обстановках, авторы считают все же главным процессом накопления углекислоты и микрокомпонентов процесс их последующего длительного концентрирования в глубокоэкранированных гидрогеологических структурах с аномальным геотермическим режимом.

Итак, по химическому составу, абсолютному и относительному содержанию рудных элементов, а также их ассоциациям углекислые металлоносные термы Камчатки почти не отличаются от углекислых хлоридных гидротерм областей потухшего альпийского вулканизма (Карпаты, Кавказ и др.).

Соотношение в них редких щелочных металлов сходно с соотношением в азотно-углекислых термальных водах активных вулканических районов, что свидетельствует о весьма близких геохимических условиях накопления в них микрокомпонентов. Величина $r\mathrm{Na}/r\mathrm{Cl}$ колеблется от 0,78 до 0,92, а Cl/Br от 470 до 500, что ука-

зывает на формирование углекислых вод в вулканогенно-осадочных породах, сохранивших морской солевой комплекс.

Изучение геохимической зональности осадков из поверхностного потока углекислых металлоносных вод Налычевского месторождения показало наличие двух минералого-геохимических зон, по направлению движения углекислых вод на поверхности (от очага разгрузки). Внутренняя железисто-мышьяковая зона образуется из еще кислых (pH 6—6,8) углекислых вод в результате падения растворимости железа и мышьяка, а внешняя карбонатная зона — в результате осаждения карбонатов кальция.

Сероводородно-углекислые фумарольные термы

Высокотермальные воды данного специфического типа пространственно связаны с выходами вулканических паров и газов в кратерах и кальдерах действующих вулканов, а также с радиальными или кольцевыми разломами, секущими склоны вулканических построек. Их дебиты, особенно в верхних частях крутых склонов вулканов, обычно незначительны и составляют доли литра в секунду. Газопаровые струи сероводородно-углекислого состава имеют температуру, часто значительно превышающую 100 °С. Дебиты фумарольных источников, выходы которых расположены в глубоких тектонических долинах и у подножий вулканов, возрастают до 100 л/с при растворении в поверхностных водоемах и грунтовых водах. Например, суммарный дебит Верхне-Юрьевских фумарольных терм вулкана Влодавца на о. Парамушир, разгружающихся в поверхностный поток, достигает 600 л/с.

Участки разгрузки фумарольных терм характеризуются высоким удельным выносом тепла (до 21 Вт/м^2), что является доказательством их генетической связи с вулканическими очагами.

По солевому составу и ассоциациям микрокомпонентов фумарольные термы разделяются на два подтипа:

1) солянокислые хлоридно-водородные термы, наиболее обогащенные тяжелыми металлами, легколетучими галоидами;

2) сернокислые сульфатные термы, обогащенные преимущественно тяжелыми металлами.

Фумарольные термы первого типа наиболее ярко выражены на склонах действующего вулкана Эбеко. Благодаря растворению и конденсации выделяющихся по трещинам вместе с парами воды хлористо-водородных эманаций и летучих соединений микрокомпонентов, выносимых вместе с сернистыми и углекислыми газами с большой глубины, фумарольные термы приобретают ультракислую реакцию (pH<1) и резко окислительный характер (Eh 0,95В). Агрессивно воздействуя на вмещающие вулканогенные породы, они привносят и частично заимствуют из них разнообразные химические компоненты. Их общая минерализация в результате этих процессов нередко превышает 7 г/л, увеличиваясь в бессточных углублениях до 70 г/л. Концентрации микрокомпонентов, наиболее

интенсивно накапливающихся в этих парогидротермах [Голева, 1973], приведены в табл. 46, из которой следует, что наиболее высокотемпературные и минерализованные солянокислые фумаролы характеризуются экстремальными содержаниями фтора (до 50 мг/л).

В конденсате менее минерализованных, более сульфатных и менее кислых фумарол обнаружены экстремальные содержания (в мг/л): меди до 51, цинка до 20, свинца до 32, серебра до 0,02 и мышьяка до 30. Содержание кремнекислоты, выщелачивающейся преимущественно из вмещающих пород, достигает 700 мг/л.

В результате растворения различных видов серы в фумарольных металлоносных термах присутствуют политионаты, тиосульфаты (до 520 мг/л) и другие соединения серы, повышающие устойчивость рудных компонентов в жидкой фазе, благодаря образованию соответствующих прочных комплексов. Отмечена положительная корреляция между содержаниями многих тяжелых металлов (титана, железа, алюминия, меди, цинка и др.) и макроанионами фумарольных терм (сульфатами, хлором, фтором). В период вулканических извержений металлоносность фумарольных вод возрастает. При этом наблюдается дифференциация рудных компонентов в гидротермах по мере изменения их температуры и кислотности. С повышением последней и охлаждением фумарольных вод в результате взаимодействия с вмещающими породами и процессами изменения растворимости рудных элементов в поверхностных условиях содержание в воде халькофильной группы металлов (медь, цинк, свинец и др.) увеличивается, а некоторых редких (германия, селена, фтора, золота) падает. Из этого можно сделать вывод о преобладании процессов сернокислотного выщелачивания тяжелых металлов из вмещающих пород в приповерхностной зоне и привноса редких элементов глубинными хлоридными фумаролами.

Появление разных по газовому, макро- и микрокомпонентному составу фумарол на одном склоне вулкана (Эбеко, Узон, Кошелева и др.) объясняется обособленностью глубоких газо-водовыводящих разломов. Как показало исследование микрокомпонентного состава вулканических газов Камчатки, процент обогащенности их металлами незначителен и только наиболее летучие (например, ртуть) присутствуют в парах воды и сернистых газах фумарол вулкана Менделеева, по данным Н. А. Озеровой, М. Г. Добровольской и А. С. Дудыкиной [1971], в повышенных (до 0,02 мг/л) количествах.

В газах некоторых фумарольных вод (Верхне-Кошелевские и др.) помимо сероводорода и углекислоты в повышенных количествах обнаружен метан (до 15%) и тяжелые углеводороды.

Отлагающиеся из фумарольных терм различные сульфатные, хлоридные, сернистые, железистые и кремнистые новообразования обогащены различными микрокомпонентами (медью, цинком, свинцом, мышьяком, бором, серебром, марганцем, таллием, кадмием, титаном и др.).

Вулканологи обнаружили в фумарольных водах Узона различные цианиды и аминокислоты (саркозин до 1 мг/л, валин до 1мг/л, аланин до 0,9 мг/л, оксипролин до 0,4 мг/л, цистин 0,1—1 мг/л, треонин до 2 мг/л).

По данным Е. К. Мархинина [1967], в свежих пеплах вулкана Тятя присутствуют также аминокислоты и другие более сложные органические соединения. Исследования состава органических веществ фумарольных азотных и углекисло-азотных термальных вод южной Камчатки [Быкова, Голева, 1968; Швец, 1973; Голева, 1977] показали, что с увеличением температуры, глубины и минерализации в них растет содержание углерода летучих оснований. Нейтральные и кислые смолы битумного характера присутствуют во всех типах гидротерм. В открытых очагах разгрузки глубоких термальных вод в случае смешения с холодными грунтовыми водами в составе растворенных органических веществ появляются и гумусовые кислоты. Как показали эксперименты с металлами и некоторыми металлоидами, органические вещества образуют термостойкие комплексные соединения.

Аналогов фумарольных терм в других районах Советского Союза нет. Но подобные ультракислые термальные воды, содержащие свободные серную и соляную кислоты, а также в значительных количествах аммоний, алюминий, железо и разнообразные микрокомпоненты широко распространены в активных вулканических районах Новой Зеландии (Белый остров, Фрайнинг-Пен), Японии (Мацукава, Манза), Индонезии (Кава Иджен, Чатер).

Азотные щелочные термы

Азотные щелочные термы распространены в районах раннечетвертичного (потухшего) вулканизма. Они формируются в зонах глубоких тектонических разломов главным образом под воздействием термометаморфических процессов. Температура вод колеблется в широких пределах: от 12 °С на поверхности до 106 °С на глубинах 1200—1500 м.

Вынос тепла в отдельных очагах разгрузки термальных вод достигает 8 373 600 дж/с, т. е. значительно меньше, чем у терм, формирующихся в сфере воздействия активных магматических очагов.

Термальные воды данной группы имеют широкое развитие на Камчатке (Апапельские, Оксинские, Малкинские, Начикинские, Паратунские термы), Курильских островах, Кавказе, Колыме, в горах Средней Азии, Приморье, Карпатах. Гидротермальные системы данного типа в областях активного вулканизма приурочены к полураскрытым межгорным грабенам и депрессиям.

Водовмещающие вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы мезо-кайнозойского возраста характеризуются отсутствием региональных водоупоров и неоднородностью фильтрационных

свойств. Модули подземного стока в районах распространения азотных щелочных терм колеблются от 2,5 до 27 л/с·км^2. Очаги разгрузки термальных вод тяготеют к разломам глубокого заложения. Водообмен в гидротермальных системах активизирован главным образом неотектоническими движениями и в меньшей степени вулканическими процессами. Благодаря повышенной сейсмичности районов распространения азотных щелочных вод последние приобретают на глубине преимущественно трещинно-жильный характер движения с переходом в пластово-трещинный в близповерхностной зоне. В четвертичное время в результате общего подъема и активизации тектономагматических и вулканических процессов все гидротермальные системы и особенно азотных вод подверглись интенсивному инфильтрационному промыву. Поэтому минерализация последних в настоящее время не превышает 2 г/л, а величины *r*Na/*r*Cl; Cl/Br указывают на полное вытеснение древних морских седиментационных вод даже из нижних частей азотных щелочных систем. Удельный дебит скважин достигает 1,8 л/с, а коэффициент фильтрации до 4 м/сут.

Гидрогеохимическая зональность геотермальных полей по отношению к основным термальным водовыводящим разломам выражена переходом хлоридно-сульфатных и сульфатных наиболее горячих вод в гидрокарбонатно-сульфатные и гидрокарбонатно-карбонатные теплые воды по направлению к периферийным частям полей.

По величине газонасыщенности, минерализации, хлоридности, термальности и другим гидрогеологическим параметрам можно судить о степени промытости и прогретости каждой системы. Некоторые исследователи [Вартанян, 1977 и др.] эти параметры кладут в основу возрастной классификации гидротермальных систем на молодые, зрелые и старые.

Обычно в азотных термах (см. табл. 49), отличающихся высокой щелочностью (pH 8—9,5), в повышенных количествах присутствуют (в мг/л): кремнекислота до 150, фтор до 10, мышьяк до 3, ртуть до 0,02, серебро до 0,02 и бор до 5. В случае пересечения водовыводящими разломами металлоносных интрузий, как например, в пределах Начикинской гидросистемы, в воде появляются повышенные концентрации соответствующих микрокомпонентов (в мг/л): вольфрама до 0,08, молибдена до 0,05, германия до 0,03, фтора до 7, серебра до 0,01, ртути до 0,02 (см. табл. 49). В результате осаждающиеся из термальной воды кремнисто-карбонатные и сульфатно-железистые новообразования оказываются нередко обогащенными самородными включениями ртути и серебра (Чемпуринские, Апапельские термы и др.).

В целом, вследствие гидрогеологической промытости и удаленности от активных вулканических очагов, азотные щелочные термы характеризуются меньшей металлоносностью по сравнению с описанными выше типами гидротерм.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОКОМПОНЕНТОВ В ВОДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

Изучением закономерностей распределения микрокомпонентов в различных типах пород областей активного и молодого вулканизма занимаются многие исследователи [Леонова, 1974; Солодов, 1971; Кремнецкий, Лебедева, Солодов, 1973]. Для выяснения вопросов перераспределения микроэлементов в водовмещающих породах, под воздействием термальных вод наибольший интерес представляют исследования С. И. Набоко [1974]. По ее данным, гидротермальное изменение пород проявляется в виде процессов кислотного выщелачивания, метасоматизма и метаморфизма.

Зональный характер этих процессов определяется гидрогеохимической зональностью воздействующих на породы свободных и поровых вод данной гидротермальной системы. В самых верхних приповерхностных горизонтах выше уровня грунтовых вод в пределах термальных фумарольных полей протекают интенсивные процессы сернокислотного выщелачивания под воздействием охарактеризованных выше кислых сульфатных фумарольных вод. Из вмещающих силикатных эффузивных пород выносятся почти все петрогенные и рудные компоненты. Наиболее интенсивно протекает вынос химических элементов, образующих в данной сернокислой среде наиболее растворимые простые и комплексные соединения меди, цинка, кадмия, ртути, никеля, кобальта, железа, алюминия, марганца, мышьяка, сурьмы и др. Разлагающиеся алюмосиликатные породы преобразуются в каолинизированные алунитизированные и опалитизированные с включениями клиноптилолита, серы и пирита глинистые пестроцветные образования.

Рудные минералы микрокомпонентов представлены в них, по данным Л. М. Лебедева [1975], довольно крупными кристаллами энаргита $(Cu, Ag, Fe)_3(As, Sb)S_{3,85}$, монцонита $(Cu, Ag, Fe)_{2,98} \times \times (As, Sb)S_{3,82}$. Ярозиты, осаждающиеся из сернокислых фумарольных терм вулкана Менделеева, содержат до 1% свинца и такого же порядка повышенные концентрации цинка, меди и мышьяка.

Зоны разломов выделяются на общем пестроцветном фоне гидротермально-измененных пород развитием обеленных пород с включениями тонкодисперсного реальгара. Содержание мышьяка в этих породах достигает 0,5%.

Вокруг очагов разгрузки глубоких азотно-углекислых хлоридно-натриевых щелочных термальных вод вмещающие породы обычно аргиллитизированы и цеолитизированы. Поры в обломочных пепло-пемзовых образованиях заполнены клиноптилолитом, обогащенным редкими щелочными элементами. В зоне смешения этих вод с более кислыми сульфатными водами на клиноптилолите появляются наросты барита [Главатских, 1974], а по трещинам пород — алунита.

В пределах всех фумарольных полей приповерхностная каолинитовая зона сменяется на глубине монтмориллонитовой. Там же,

где процессы сернокислотного выщелачивания отсутствуют, верхняя зона исчезает. На участках разгрузки высокотермальных щелочных хлоридно-натриево-калиевых гидротерм наиболее широко развиты процессы карбонатизации, окварцевания, адуляризации и пропилитизации.

Всем фациям гидротермально-измененных пород, так же как и водам, свойственна своя ассоциация микрокомпонентов. Так, например, максимальные содержания (в %): мышьяка до 0,5, сурьмы до 0,008, цинка до 0,13, свинца 0,002 характерны для кремнисто-глинистых цеолитизированных пород и гейзеритовых осадков металлоносных термальных хлоридно-натриевых глубоких вод, разгружающихся по разломам.

Как показало проведенное нами комплексное опробование термальных вод, осадков и вмещающих гидротермально-измененных пород наиболее крупных систем Камчатки и Курильских островов [Голева, 1977], процессы минерало- и рудообразования сопровождают их мощные термопроявления на всех стадиях развития вмещающих геологических и вулканических структур. Установлено, что содержание большинства рудных и сопутствующих микрокомпонентов в водной и твердой фазах одинаково положительно коррелируют с хлором, температурой вод и концентрацией калия. Наиболее отчетливо эта зависимость проявляется у бора, фтора, мышьяка, сурьмы, рубидия, цезия, ртути и свинца.

В результате падения температуры, дегазации металлоносных хлоридных термальных вод в приповерхностной зоне и смешения с сульфатными водами начинается осаждение указанных выше микрокомпонентов, накапливающихся под экраном слабопроницаемых глинистых и спекшихся пепловых образований в пористых туфах и гравелитах в виде прослоев различных рудных минералов (антимонита, киновари, реальгара, аурипигмента) и включений самородной меди и серебра. В рудных минералах в повышенных количествах присутствуют разнообразные примеси сопутствующих микрокомпонентов. Так, например, из приведенного в табл. 51 анализа реальгара из кальдеры Узон, следует, что кроме мышьяка и марганца в нем присутствуют таллий, титан, сурьма, серебро и медь.

По данным определений С. Ф. Главатских [1974] и Н. А. Читаевой [1965], общий фон рудной минерализации в пределах современных фумарольных полей Узона на Камчатке и по периферии более древних рудоносных вулканических структур на Южном Урале составляют дисульфиды железа (пирит, марказит, пирротин), осаждавшиеся из кислых сульфатных вод в процессе их нейтрализации.

Выпадение микрокомпонентов из азотно-углекислых сульфатных натриевых парогидротерм (Больше-Банная система и др.) происходит в приповерхностной зоне в результате соосаждения с труднорастворимыми двойными солями сульфата натрия (см. табл. 51). С глубиной рудные прослои сменяются рассеянной вкрапленной минерализацией.

Таблица 51

Микрокомпонентный состав осадков термальных вод Камчатки

Микрокомпоненты	Узон (реальгар)	Нижняя Паратунка (азотные термы, осадок из воды)	Микрокомпоненты	Узон (реальгар)	Нижняя Паратунка (азотные термы, осадок из воды)
	содержание, %	содержание, мг/л		содержание, %	содержание, мг/л
Мышьяк	10	1,5	Цинк	1	0,01
Бор	2	75	Стронций	1	—
Сурьма	4	—	Хром	1	—
Таллий	6	—	Фтор	—	20
Марганец	7	—	Медь	4	0,02
Свинец	2	0,008	Германий	—	0,1
Молибден	1	0,35	Рубидий	—	1,0
Ванадий	3	—	Цезий	—	0,16
Титан	5	—	Галлий	2	—
Серебро	7	—			

Примечание. Пробы отобраны Г. А. Голевой. Аналитики: Э. И. Кондратьева и И. К. Кирюхина. Прочерк означает, что микроэлемент не определялся.

На участках разгрузки бессульфатных хлоридных гидротерм крупных скоплений сульфидных и сульфатных минералов не отмечается, несмотря на повышенную концентрацию в них (в мг/л): мышьяка до 10, сурьмы до 1, свинца до 0,05, цинка до 0,8, марганца до 30, меди до 0,3.

Особый интерес вызывает распределение в вулканогенных породах редких щелочных элементов, накапливающихся наиболее интенсивно в глубоких азотно-углекислых и углекислых термальных водах. По данным минералого-геохимических исследований А. А. Кременецкого, Л. И. Лебедевой и Н. А. Солодова [1973], рубидий и цезий накапливаются преимущественно в пористых кислых вулканических стеклах и туфах (до 0,01%). В основных эффузивах их содержание уменьшается примерно на один-два порядка. При этом наиболее повышенные содержания цезия обнаружены в вулканических стеклах жерловых фаций контрастных базальто-липаритовых (Забайкалье) формаций мезо-кайнозойского возраста. Средние содержания рубидия и цезия в этих стеклах сопоставимы с их средними содержаниями в гранитных пегматитах. По мнению указанных выше авторов, накопление редких щелочных элементов в стеклах имеет как первичномагматический, так и гидротермальный генезис. Благодаря высокой сорбционной способности вулканические стекла, особенно после их гидротермальной проработки агрессивными высокотермальными растворами, оказываются самыми активными концентраторами редких элементов из металлоносных высокотермальных растворов, играющих главную роль в процессах перераспределения рудных компонентов в водовмещающих породах.

Очаги разгрузки углекислых металлоносных термальных вод в областях молодого потухшего вулканизма и азотно-углекислых вод в областях активного вулканизма одинаково фиксируются развитием кварц-адуляровых и цеолит-монтмориллонитовых метасоматитов. Поэтому главной минералого-геохимической особенностью гидротермальных систем областей активного вулканизма является наличие неравновесных ассоциаций минералов, отражающих неравновесность определяющей их газоводной фумарольной системы.

В отличие от кислых сульфатных фумарольных терм очаги разгрузки щелочных азотно-углекислых и азотных гидротерм характеризуются преобладанием самородных форм ртути, серебра и других тяжелых металлов над их сульфидными образованиями.

Сходство зональности и состава гидротермальных изменений, а также накапливающихся в них микрокомпонентов в областях активного, молодого и древнего вулканизма на участках разгрузки углекислых и азотно-углекислых термальных вод позволяют сделать вывод о ритмичности и единой геохимической направленности гидротермальных процессов на всех этапах их проявления во времени и пространстве.

Высокая обогащенность микрокомпонентами не только высокотермальных фумарольных и азотно-углекислых парогидротерм, но также и субтермальных углекислых вод, располагающихся в районах с потухшей вулканической деятельностью свидетельствует о не менее важной роли термометаморфических процессов, протекающих более длительное время в глубокой зоне повышенных температур и давлений и общих геолого-структурных условий.

Сопоставление зональности поровых и свободных гидротермальных растворов позволяет сделать вывод о единой направленности изменений их химического состава с глубиной. Как правило, она выражается в увеличении содержания редких щелочных и щелочноземельных металлов, кремнекислоты, общей минерализации, падении pH и снижении содержаний сульфатных и гидрокарбонатных анионов. В приповерхностной зоне конденсация водяного пара в поровых и свободных водах увеличивается, вследствие этого растет содержание гидрокарбонатных и сульфатных ионов. Трещинное минералообразование, по данным Г. А. Карпова [1974], отражает геохимическую зональность трещинных вод, а поровое — состав поровых вод.

В слабопроницаемых породах (андезит и др.) метаморфизм поровых вод усиливается, их общая минерализация растет вследствие более длительного взаимодействия с породами.

* * *

Изучение закономерностей распределения и накопления рудных элементов в гидротермах современных вулканических областей показало, что их распределение носит дифференцированный характер и определяется влиянием многих природных факторов, главными из которых являются: активность и характер вулканических

проявлений, температура, химический состав, кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные свойства гидрогеохимических сред миграции, общие гидродинамические, геолого-структурные особенности гидротермальных систем и петрохимический состав вмещающих пород.

Влияние окислительно-восстановительного потенциала сказывается на сравнительно небольшой группе рудных компонентов, обладающих переменной валентностью и низкими величинами потенциалов восстановления в природных водах. Примерами такого типа металлов являются медь, ртуть, селен.

Большинство растворенных в термальных водах газов (CO_2, H_2S, SO_2 и др.) существенно влияет на растворимость и концентрацию в воде рудных компонентов, вызывая изменения pH и образование труднорастворимых соединений ($CaCO_3$, $CaSO_4$, SiO_2, $Fe(OH)_3$ и др.), соосаждающих и сорбирующих многие химические элементы. Исключением в этом отношении является азот, широко распространенный в термальных водах. В отличие от указанных газов он не влияет на содержание микрокомпонентов в термальных водах.

Наряду с pH большую роль в подвижности металлов в термальных водах, так же как и в холодных, играют анионы-лиганды. Некоторые из них (HCO_3^-, CO_3^{2-}, OH^-) находятся в тесной химической связи с pH, оказывая тем самым особенно сильное воздействие на устойчивость металлов в воде. Температура является в основном катализатором химических процессов растворения и выщелачивания, находясь в зависимости от активности вулканических и гидротермальных процессов. Присутствующие в термальных водах (до 100 °C) бактерии в зависимости от геохимической обстановки либо интенсифицируют *(Thiobacilus ferrooxidans)*, либо замедляют (сульфатредуцирующие) процесс накопления рудных компонентов. Учитывая эти основные гидрохимические и физические факторы, определяющие подвижность металлов в природных гидротермах, а также результаты корреляционного анализа их связей с другими химическими компонентами, авторы установили закономерности распределения основного комплекса элементов-индикаторов сульфидных руд в следующих химических типах термальных вод областей современного и четвертичного вулканизма:

1) сернисто-углекислых хлоридных и хлоридно-сульфатных (фумарольный тип) с pH менее 1,5;

2) сернисто-углекислых сульфатных (сольфатарный тип) с pH 1,5—3,5;

3) азотно-углекислых (на глубине углекислые с pH 6—6,5) хлоридных с pH 7,5—8,5 около поверхности;

4) азотных сульфатно-хлоридный с pH 7,5—9,5;

5) углекислых хлоридных и гидрокарбонатно-хлоридных с pH 6—6,5.

Первые две группы фумарольных вод имеют узколокальное распространение на склонах и в кратерах действующих вулканов. В этих водах концентрация сероводорода нередко превышает

10 мг/л, в результате чего большинство металлов в приповерхностной зоне выпадает из термальной воды в виде сульфидов.

Анализ распределения основных рудообразующих элементов в термальных водах показал, что их накопление обусловлено различными процессами, среди которых ведущую роль играет вулканизм, сернокислотное, углекислотное и гидротермальное разложение рудных минералов. По характеру генетической связи с этими процессами, особенностям рассеяния и накопления в термальных водах рудообразующие элементы могут быть подразделены на следующие группы:

1) легкоподвижных элементов (мышьяк, фтор, бор, сурьма, цинк, рубидий, цезий),

2) слабоподвижных преимущественно катионогенных элементов (медь, свинец, серебро, золото и др.).

Подвижные редкие щелочные металлы и галоиды первой группы накапливаются наиболее интенсивно в углекислых и азотно-углекислых термах в виде свободных катионов и нейтральных фторидных карбонатных и хлоридных комплексов, а элементы второй группы — в кислых фумарольных термах.

Интенсивность накопления и подвижность рудных компонентов определяются главным образом растворимостью их соединений в данной гидротермальной среде и в значительно меньшей степени процессами сорбции, в отличие от условий их миграции в зоне гипергенеза. Концентрация большинства из указанных выше металлов наиболее интенсивно протекает в сильнокислых и сильнощелочных водах, а также в хлоридных термах, насыщенных агрессивной углекислотой.

Установлено, что контрастность гидрохимических аномалий рудных компонентов в областях активного и молодого вулканизма возрастает либо с глубиной, либо по мере приближения к активным магматическим очагам. Так, максимально-аномальные содержания мышьяка (60 мг/л), бора (1000 мг/л H_3BO_3), фтора (50 мг/л) были обнаружены авторами в наиболее минерализованных, глубоких хлоридных термах Закарпатья, экранированных палеогеновым флишем.

Самые высокие концентрации меди (51 мг/л), цинка (20 мг/л), свинца (32 мг/л) обнаружены в конденсатах кислых (pH=1,5) фумарол сульфатно-хлоридного типа. Накоплению этих металлов в термах данного типа благоприятствует высокая растворимость их сульфатных ($CuSO_4^0$, $ZnSO_4^0$) и хлоридных ($PbCl^+$) соединений.

Соотношение средних содержаний цинка, меди и свинца во всех типах термальных вод областей потухшего вулканизма колеблется примерно в следующих пределах Zn : Cu : Pb = 10 : 2 : 1. На участках же разрушения современных сульфидных образований сернокислыми гидротермами фумарольного типа оно приобретает несколько иной характер — Cu : Pb : Zn = 9 : 5 : 1. Сдвиг в сторону меди и свинца в этих водах обусловлен более интенсивным накоплением и последующим растворением их новообразований. Цинк наиболее подвижен и поэтому рассеивается кислыми сульфатными

гидротермами, не образуя концентрированных вторичных скоплений сульфидных и сульфатных минералов около очагов разгрузки термальных вод. Максимальные содержания золота установлены в ультракислых (pH<1; Eh>0,9 В) высокотемпературных (более 100 °С) фумаролах только хлоридного типа. В сернокислых сульфатных гидросольфатарах, приуроченных к тем же гидротермально-измененным породам, золото отсутствует вследствие его слабой растворимости в кислых сульфатных растворах, содержащих свободную серную кислоту. В то же время солянокислые фумаролы с сильноокислительной обстановкой формирования являются благоприятной средой для образования растворимых хлоридных и бромидных комплексов золота ($AuCl_2^-$, $AuCl_4^-$, $AuBr_2^-$ и др.).

Молибден, вольфрам и германий, обладая анионогенными свойствами, наиболее легко мигрируют и накапливаются в азотных и азотно-углекислых, щелочных термах разнообразного солевого состава. Их максимальные содержания (в мг/л): молибден 0,03—0,05, вольфрам 0,024—0,072, германий 0,12—0,16 обнаружены в наиболее высокотемпературных щелочных (pH 8,5), сульфатных, сульфатно-хлоридных и сульфатно-хлоридно-карбонатных гидротермах. Высокое (0,06 мг/л) содержание германия установлено в термальных водах с большой концентрацией фтора (<10 мг/л). Очевидно, корреляция высоких содержаний германия и фтора обусловлена образованием устойчивых фторидных комплексов германия (GeF_6^- и др.).

Редкие щелочные элементы (рубидий, цезий) концентрируются в перегретых (100 °С) глубинных гидротермах, обогащенных хлоридами. Повышенные концентрации этих элементов (рубидий до 1,5 мг/л, цезий до 0,8 мг/л) обнаружены в перегретых азотно-углекислых термах хлоридно-натриевого состава. Соотношение рубидия и цезия в последних примерно следующее: Rb : Cs = 1,5 : 1.

Незначительное содержание селена в термальных водах обусловлено, очевидно, его переносом преимущественно в газовой фазе в виде селенистого водорода.

Помимо указанных групп металлов и сопутствующих им микрокомпонентов в термальных водах районов активного вулканизма часто отмечаются высокие концентрации фосфора, ванадия, титана, алюминия и железа.

Главным отличием солевого состава термальных вод активного вулканизма от областей потухшего вулканизма является отсутствие высокоминерализованных (100 г/л) термальных хлоридных вод. Формирование крепких рассолов (150 г/л), насыщенных углекислотой, генетически связано с соленосными образованиями, которые отсутствуют в областях активного вулканизма. В рудоперспективных районах этих областей термальные воды содержат в аномальных количествах помимо рудообразующих металлов и такие легколетучие элементы, как мышьяк, бор, фтор, сурьма.

Наиболее контрастные гидрохимические аномалии микрокомпонентов тяготеют к современным и древним очагам разгрузки наиболее минерализованных углекислых вод. Последние пространст-

венно и генетически связаны с молодыми магматическими очагами, создающими на глубине аномальный геотермический режим.

Региональный фон группы легколетучих элементов (Hg, As, F, B и др.) в азотных термах областей современного вулканизма обычно выше, чем в азотных термальных водах районов позднечетвертичного вулканизма. Поэтому контрастность гидрохимических аномалий этих элементов в областях активного вулканизма нередко оказывается ниже, чем в районах четвертичного (потухшего) вулканизма.

Судя по изотопам кислорода, водорода, углерода и серы металлоносные азотно-углекислые и углекислые термальные воды областей активного и молодого потухшего вулканизма имеют в основном инфильтрационный генезис, если рассматривать их без учета специфики микрокомпонентного состава. Однако, если основная масса растворителя — вода согласно содержаниям изотопа ^{18}O действительно генетически связана с современной инфильтрацией атмосферных осадков, то часть микрокомпонентов поступает в термальную воду на больших глубинах в результате привноса с эндогенным флюидом, а часть из вмещающих вулканогенно-осадочных пород в результате сложных термодинамических процессов в системе «вода — порода».

Резкое отличие солевого, газового и микрокомпонентного состава азотно-углекислых щелочных хлоридно-натриевых глубоких вод от неглубоких углекисло-сероводородных кислых сульфатных вод указывает на разные геохимические условия их формирования, не объединяющие эти два химических типа вод в единую генетическую группу, несмотря на пространственную совмещенность.

Имеющиеся минералогические доказательства наложенности процесса сернокислотного выщелачивания на более ранний щелочной метасоматоз вмещающих пород также подтверждают генетическую и гидрогеологическую разобщенность этих типов термальных вод. Необходимы более глубокие исследования, основанные на строгих физико-химических положениях о возможности образования сильнокислых сульфатных вод с $pH<3$ только за счет растворения в грунтовой воде углекислого и сероводородного газов.

Гидрогеохимическая зональность распределения микрокомпонентов в металлоносных термальных водах в областях современного вулканизма проявляется в понижении концентрации тяжелых халькофильных металлов (медь, цинк, свинец, титан и др.) и легколетучих галоидов (бор, мышьяк, сурьма, фтор) при увеличении содержаний редких элементов (рубидий, цезий, стронций, германий и др.) по мере удаления от активного магматического очага. Эта зональность распределения микрокомпонентов сочетается с изменениями содержаний в воде макрокомпонентов, а также их pH и Eh. С удалением от действующего вулкана или фумарольного прокола в кальдере уменьшается кислотность вод, сульфатность, аммонийность и общая металлоносность.

Гидрогеохимическая зональность гидротермальных металлоносных систем ассоциирует с минералого-геохимической зональностью.

Глава IV.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ОБОГАЩЕННЫХ МИКРОКОМПОНЕНТАМИ

Анализу условий формирования глубоких подземных вод посвящен ряд работ, в которых происхождение их макро- и микрокомпонентного состава рассматривается с разных генетических позиций [Басков, 1976; Валуконис, Ходьков, 1978; Валяшко, 1974; Голева, 1977; Зайцев, Толстихин, 1972; Смирнов, 1974; Кудельский, 1976; Пиннекер, 1966; Павлов, 1975; Уайт, 1970 и др.].

Однако характер пространственного соотношения металлоносных рассолов с определенными типами региональных водоупоров, возрастом и активностью вулканической деятельности, составом магматических формаций, длительностью и направленностью тектонических процессов, а также составом сопутствующих типов твердых полезных ископаемых в этих работах применительно к конкретным регионам, за редким исключением, не рассматривается. Поэтому при изучении условий формирования глубоких подземных вод авторы настоящей работы стремились выяснить влияние геолого-структурных, гидродинамических, гидрогеотермических, гидрогеохимических и палеогидрогеологических особенностей строения и развития водовмещающих артезианских бассейнов на процессы концентрирования в них микрокомпонентов. Как следует из предшествующей главы, степень разбуренности этих бассейнов глубокими скважинами, а следовательно, и изученность в гидрогеологическом отношении весьма неоднородна. В настоящее время наиболее изучены условия формирования глубоких рассолов тектонических впадин Русской платформы, характеризующихся наличием глубокопогребенных нефтегазоносных структур (Припятская, Львовская, Прикаспийская впадины), а также Предкавказского и Предкарпатского прогибов.

Значительно меньше сведений о глубоких минерализованных водах, обогащенных микрокомпонентами, распространенных в кристаллических и вулканогенно-осадочных породах горно-складчатых областей. Об условиях их формирования приходится судить по единичным глубоким скважинам.

Геолого-структурные условия

Анализ геологических условий распределения редких щелочных элементов в пластовых водах платформ и их окраинных прогибах показал, что повышенные содержания этих элементов приурочены к зонам максимального погружения: окраинным и внутриплатформенным прогибам (авлакогены), впадинам.

Тектонические процессы, сформировавшие эти структуры, обеспечили привнос редких элементов на этапах их активизации главным образом по наиболее древним меридиональным зонам разломов с последующим разносом по широтным, северо-восточным и северо-западным нарушениям, тесно переплетавшимся друг с другом. Их влияние на распределение и накопление микроэлементов в пластовых водах прослежено выше на примере Припятской впадины, Туранской плиты, Афгано-Таджикской впадины, Прикаспийской синеклизы, Волго-Уральской антеклизы, Предуральского, Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Сами разломы, как правило, трассируются проявлениями магматизма повышенной щелочности.

Вблизи зоны наибольшей тектонической активизации — зоны сочленения субмеридиональных и субширотных разломов — наблюдаются наиболее прогнутые участки прогибов и впадин (Кулябская зона Афгано-Таджикской впадины перед Дараваз-Каракульским разломом; Прикаспийская впадина и Бельская впадина Предуральского прогиба вблизи зоны сочленения Предуральского разлома и Северного бортового уступа Прикаспийской впадины; Хива-Мургабская впадина Туранской плиты перед зоной Предгиссарского разлома и др.). На этих участках, характеризующихся усилением интенсивности дислокаций, резким увеличением мощности всего осадочного комплекса и особенно наличием среди этого комплекса соляно-гипсовой формации, отмечаются максимальные содержания редких щелочных элементов в подземных водах. Причем повышенные содержания многих микроэлементов характерны для подсолевых рассолов хлоридно-натриево-кальциевого состава, а максимальные — для внутрисолевых сверхкрепких рассолов хлоридно-магниевого состава. В надсолевых водоносных горизонтах отмечаются очень низкие содержания редких щелочных элементов или полное их отсутствие. Такой характер распределения микроэлементов сохраняется при относительно спокойном залегании соляно-гипсовой формации. В случае же нарушенности последней (Афгано-Таджикская впадина, Предкавказский прогиб) аномалии микроэлементов образуются и в надсолевых водоносных горизонтах на участках разгрузки внутри- и подсолевых рассолов.

Внутрисолевые сверхкрепкие рассолы с их максимальными значениями редких щелочных элементов встречены в над- и приразломных структурах, таких как структуры Речицкого разлома Припятской впадины, Северного бортового уступа Прикаспийской впадины, Мургабского, Амударьинского, Багаджинского разломов Туранской плиты, Западно-Бабатагского разлома Афгано-Таджикской впадины и др.

Любые качественные и количественные изменения соляно-гипсовой формации также влияют на распределение редких щелочных элементов в пластовых водах. Характер этого влияния разобран при региональном описании Туранской плиты, Афгано-Таджикской и Припятской впадин, Волго-Уральского региона. При преобладании в разрезе соленосной составляющей в подстилаю-

щих водоносных комплексах наблюдаются максимальные содержания редких щелочных элементов, гипсоносной — повышенные, а глинисто-гипсоносной — лишь слабоповышенные. При уменьшении мощности соляно-гипсовой формации (уменьшение степени экранированности) наблюдается понижение также содержаний микроэлементов в рассолах.

Если рассматривать отдельно локальную структуру, то максимальные содержания редких щелочных элементов в рассолах будут приурочены к ее сводовому поднятию. Такой же характер распределения отмечается и для многих микроэлементов, растворенных в воде.

Редкие щелочные элементы — очень чуткие индикаторы на степень активности земной коры. Чем более длительны и многостадийны этапы активности гидрогеологического бассейна, тем большая концентрация лития в рассолах, который удерживается в растворе до самой последней стадии сгущения. Любые значимые содержания цезия в подземных водах свидетельствуют о современной активности исследуемой зоны. Что же касается рубидия, то в регионах, где рассолы прошли карналлитовую стадию сгущения, большая его часть выпадет в осадок, а при наличии инфильтрационных вод в карналлитовых толщах он довольно легко выщелачивается.

Основным процессом накопления микрокомпонентов и метаморфизации макросостава углеводородных рассолов являлось их длительное концентрирование вначале в лагунных условиях, а затем в подземных глубокопогребенных структурах при повышенных температурах и давлениях под мощными соляными экранами или структурными (региональными) надвигами. Последние характерны для экранирования уже сформированных, но разгружающихся рассолов. Второстепенным источником накопления микроэлементов в рассолах являются инфильтрационные воды выщелачивания на всех этапах формирования гидрогеологического бассейна.

Если для рассолов характерно обогащение микрокомпонентов подсолевых горизонтов, то для пород отмечаются повышенные содержания микроэлементов в надсолевых отложениях в зонах разгрузки рассолов (см. рис. 10). Повышенные содержания микроэлементов в рассолах трассируют тектонические зоны с аномальными содержаниями тех же элементов в породах.

В горно-складчатых областях углекислые воды, обогащенные редкими элементами, тяготеют к наиболее гидростатически экранированным поднадвиговым частям структур. Не менее важными факторами являются активность термометаморфических глубинных процессов и глубина водогазовыводящей зоны разломов.

В областях современного вулканизма по мере удаления от активного магматического очага гидрогеохимическая зональность распределения микрокомпонентов в металлоносных термальных водах проявляется в понижении концентрации тяжелых халькофильных металлов (медь, цинк, свинец, титан и др.) и легколетучих галоидов (бор, мышьяк, сурьма, фтор) при увеличении содержаний редких элементов (рубидий, цезий, стронций, германий и др.).

Гидродинамические условия

На распределение микрокомпонентов в подземных водах большое влияние оказывают гидродинамические особенности водовмещающих структур. От глубины и степени их промытости зависит глубина распространения и насыщенность подземных вод макро- и микрокомпонентами.

Наиболее отчетливо влияние гидродинамической зональности на процессы рассеяния и накопления микрокомпонентов проявляется в крупных артезианских бассейнах платформенных впадин, где в отличие от водонапорных систем горно-складчатых областей имеются регионально выдержанные мощные водоупоры глинистых или соленосных образований.

В качестве количественных показателей различия интенсивности водообмена в верхнем и нижнем гидродинамических этажах разными исследователями [Смирнов, 1974; Бондаренко, 1961 и др.] предлагается использовать время водообмена и среднегодовые скорости движения подземных вод. На основании расчетов действительные скорости металлоносных рассолов в описанных седиментационных бассейнах не превышают 1 м в год, что обычно и принимается за верхний количественный показатель весьма замедленного водообмена в виде диффузионного перемещения молекул химических элементов в нижних наиболее погруженных частях гидрогеологических структур, находящихся в условиях застойного режима.

В приповерхностной зоне гипергенеза преобладает, как известно, конвективный тип массопереноса с высокой скоростью движения (>100 м/год). Время интенсивного водообмена в верхнем гидродинамическом этаже составляет, таким образом, не более 10 лет (на 1 км фильтрации).

В зоне смешанного типа массопереноса (низы верхнего гидродинамического этажа структур), обусловленного одновременным проявлением диффузии и конвекции (инфильтрационно-диффузионный режим), скорости движения вод колеблются от 10^{-3} до 10^{-11} км/год.

Количественным показателем интенсивного водообмена является действительная скорость подземных вод, изменяющаяся в пределах 10^{-2}—10^{-1} км/год, а замедленного — 10^{-3}—10^{-2} км/год. Величина скорости замедленного водообмена подземных вод установлена на основании сравнения со скоростями вертикальных движений водяных масс в Мировом океане.

Вертикальная динамическая зональность гидрогеологических структур может иметь четырех- или двухчленное деление. В платформенных областях четырехэтажную зональность, отражающую наличие зон весьма интенсивного, интенсивного, замедленного и весьма замедленного водообмена, имеют наиболее глубокие артезианские бассейны седиментационного типа. Всем этим гидродинамическим этажам соответствуют следующие типы гидрогеохимической зональности:

1) весьма интенсивный водообмен — зона пресных преимущественно гидрокарбонатных вод с кларковыми содержаниями микрокомпонентов (за исключением локальных участков скоплений рудной минерализации);

2) интенсивный водообмен — зона смешанных гидрокарбонатных, сульфатных и хлоридных слабоминерализованных (до 10 г/л) вод со слабоповышенными концентрациями отдельных микрокомпонентов;

3) замедленный водообмен — зона преимущественно хлоридных натриевых, натриево-магниевых и натриево-кальциевых слабых (до 150 г/л) рассолов с повышенным содержанием микрокомпонентов;

4) весьма замедленный водообмен — зона высокоминерализованных рассолов кальциевого и магниевого типов, наиболее обогащенных микрокомпонентами.

ВПАДИНЫ И ПРОГИБЫ

По направленности геохимических и гидродинамических процессов формирования металлоносных рассолов в вертикальном разрезе артезианских бассейнов большинства платформенных впадин наиболее отчетливо выделяются два этажа: верхний и нижний. Верхний гидродинамический этаж по мощности значительно уступает нижнему. Его верхняя часть дренируется эрозионными формами рельефа и характеризуется активным водообменом, боковой и нисходящей фильтрацией слабоминерализованных вод, обедненных микрокомпонентами.

Нижний гидродинамический этаж отделен от верхнего толщей водоупорных глинистых или соленосных образований. К последним приурочены линзы водопроницаемых песчаных отложений с высокоминерализованными внутрисолевыми маточными рассолами натриевого, магниево-натриевого, натриево-калиево-магниевого или калиево-натриевого типов, обогащенных редкими щелочными элементами, бором, бромом и другими микрокомпонентами. Подсолевые преимущественно калиевого типа воды характеризуются также квазизастойным водообменом. Этот этаж обычно сложен породами проницаемыми только для высокотемпературных рассолов, насыщенных углеводородными газами, проникающими под большим давлением в верхний горизонт по тектонически ослабленным зонам глубинных разломов. В нижнем этаже сверхвысокие пластовые давления являются результатом воздействия главным образом геостатического давления. Замедленный, почти застойный водообмен благоприятствует образованию высокоминерализованных подземных вод с высокой концентрацией микрокомпонентов.

Специфика гидродинамических условий нахождения металлоносных рассолов в нижнем гидрогеологическом этаже проявляется в отсутствии боковой фильтрации и преобладании диффузионно-молекулярного вида движения в условиях высоких градиентов температуры, давления и концентрации химических элементов.

Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород, независимо от их литологии, на глубинах выше 3 км не превышают 10^{-3} м/сут. Поэтому проникновение глубоких напорных металлоносных рассолов в верхние водоносные горизонты, не оказывая влияния на гидродинамическую и гидрогеохимическую зональность артезианских бассейнов в региональном плане, вызывает появление локальных гидрогеохимических аномалий в их скрытых очагах разгрузки.

Низкая проницаемость пород способствует сохранению палеодавлений. Мозаичное распределение пластовых давлений по глубине и по площади связано с разной тектонической нарушенностью и пористостью водовмещающих пород. Важным фактором, определяющим зональность артезианских бассейнов, является направленное изменение проницаемости пород от периферии к центру структуры. В верхней зоне гипергенеза преобладают процессы выщелачивания и растворения, которые при наличии латерального оттока и открытой разгрузки вод приводят к образованию слабоминерализованных подземных вод, обедненных микрокомпонентами. Ухудшение общей проводимости пород с глубиной приводило к разгрузке вод в виде восходящего перетекания (фильтрации) в верхние горизонты по тектоническим нарушениям. Увеличение минерализации вод и концентрации рудных элементов сопровождается кристаллизацией слаборастворимых соединений в очагах разгрузки вод. Одной из основных причин появления высоких пластовых давлений на больших глубинах большинством исследователей [Вассоевич, 1967 и др.] считается высокая степень сжимаемости глин в процессе прогибания впадин. Так, в интервале 0,5—1 км их пористость падает на 10% от общего объема, не превышая на глубинах 2,5—3 км 7%. Если учесть, что глинистые породы составляют в платформенных областях около 50%, а горно-складчатых около 40% от всей массы осадочных пород, то общее количество отжатых из них поровых вод является весьма значительным.

Росту давления с глубиной способствует повышение температуры и газонасыщенности вод. Развитие поля давлений артезианских бассейнов во времени связано с общей тектонической историей региона. Его современная динамика определяется новейшей тектоникой, вызывающей вторичное изменение водопроницаемости и перераспределение гидростатических давлений вследствие вертикального перемещения масс. Установлено, например, что в бортовых частях погребенных валов, осложненных флексурами и другими тектоническими нарушениями, проницаемость пород, особенно карбонатных, увеличивается на два порядка.

По гидродинамическим особенностям распределения пластовых давлений в глубоких зонах формирования металлоносных рассолов все артезианские бассейны платформенных областей могут быть подразделены на несколько типов.

К первому типу можно отнести бассейны с преобладанием в нижнем гидродинамическом этаже нормальных гидростатических давлений и с незначительной вследствие этого восходящей разгрузкой слабометаморфизованных рассолов по тектоническим раз-

ломам в периферийные части бассейна. Примерами таких бассейнов являются Московский, Волго-Камский, Северо-Донецкий.

Ко второму типу бассейнов с неустановившимся режимом пластовых давлений в нижнем гидродинамическом этаже в результате активных молодых тектонических подвижек в четвертичное время и слабым развитием среднеминерализованных (до 100 г/л) металлоносных рассолов можно отнести центральные части Западно-Сибирского и Вилюйского бассейнов.

Третий тип бассейнов с широким развитием в нижнем этаже сверхвысоких пластовых давлений, превышающих гидростатическое, и отчетливо выраженным движением металлоносных рассолов из глубоко погруженных частей к периферии, включает бассейны передовых прогибов горно-складчатых областей и краевые артезианские бассейны древних платформ второго порядка. К ним относятся: Предкарпатский, Предкавказский, Припятский, Ангаро-Ленский, Предуральский, Днепрово-Донецкий, Прикаспийский, Тунгусский.

Гидродинамические особенности артезианских бассейнов определяют региональный характер распределения металлоносных рассолов. Так, например, их отсутствие в центральной части Московской синеклизы сочетается с развитием преимущественно нормальных гидростатических давлений по всему разрезу осадочного чехла. Температура пластовых вод у фундамента здесь также невелика (до 65 °С). И только по периферии Московского бассейна (на юге Пачелмского прогиба и в районе глубокопогребенного Галичского поднятия) в зоне глубинных разломов выявлены локальные участки с аномальными высокими пластовыми давлениями геостатической природы в нижнепалеозойских металлоносных рассолах на границе с кристаллическим фундаментом платформы.

В нижнем гидродинамическом этаже прилегающих бассейнов (Тимано-Печорский, Волго-Камский и Прикаспийский) водовмещающие породы также характеризуются низкой проницаемостью и слабым водообменом ($<10^{-3}$ м/сут). На глубинах 1,5—2 км в пределах погребенных валов их проницаемость заметно увеличивается, что благоприятствует разгрузке металлоносных рассолов, особенно в зоне флексур и разломов, осложняющих валы и поднятия. Влияние горных обрамлений Урала проявляется лишь до глубины 1 км, т. е. не ниже верхнего гидродинамического этажа. Так, например, движение рассолов в водоносном комплексе каменноугольно-пермских отложений в Ижмо-Печорской депрессии, судя по наличию минимума пластовых давлений на восточном склоне Тиманского кряжа, направлено скорее в сторону Урала. Линейные градиенты имеют перепад 500—600 м. На участках новейших тектонических поднятий отмечено наличие гидродинамических аномалий.

Низкая проницаемость глубокозалегающих пород ($<10^{-4}$ м/сут) обусловила сохранение палеодавлений, характерных для предшествующих этапов развития Предуральского артезианского бассейна. В областях валов и поднятий бассейна происходят межпласто-

вые перетоки, питание и разгрузка металлоносных подземных вод палеозойских горизонтов.

Распределение пластовых давлений и закономерности движения металлоносных рассолов наиболее слабо изучены в пределах Западно-Сибирского бассейна. В его центральной части мощность осадочного чехла, сложенного преимущественно глинистыми газоводоупорными породами олигоценового и верхнемелового возраста, не превышает 3 км. В слабых рассолах здесь накапливаются лишь иод и бор. Некоторое повышение общей минерализации и концентрации редких щелочных элементов в подземных водах нижнего этажа, экранированного в восточной части бассейна более древними верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями, совпадает с повышением пластовых давлений к периферийным зонам бассейна.

Несколько лучше в динамическом плане изучены подземные воды Ангаро-Ленского и Тунгусского бассейнов, имеющих в отличие от Западно-Сибирского бассейна мощный соляной экран, под которым в течение длительного времени в кембрийском водоносном комплексе формировались сверхкрепкие (400—600 г/л) металлоносные рассолы.

Наиболее высокие концентрации макро- и микрокомпонентов, а также высокие пластовые давления выявлены в меж- и подсолевом водоносных комплексах. Скорее всего они являются причиной высокой газонасыщенности рассолов углеводородными газами, которая возрастает в сводовых частях глубокопогребенных антиклинальных складок, расположенных в периферических частях бассейна.

Платформенные глубокопогребенные гидрогеологические структуры, вмещающие металлоносные рассолы, часто отделены от прилегающих горно-складчатых областей и прогибов гидрогеологическими структурами, не содержащими металлоносных рассолов. Это свидетельствует об отсутствии геохимической и гидродинамической связи между нижними гидродинамическими этажами платформенных структур и горно-складчатых обрамлений, а следовательно, и о маловероятности расположения областей питания глубокозалегающих водоносных комплексов платформ и прогибов на сопряженных склонах горных хребтов. Самые высокие пластовые давления отмечаются в нижних этажах нефтегазоносных структур альпийских краевых прогибов (Предкарпатский, Предкавказский, Предкопетдагский и др.), где металлоносные рассолы вскрываются в относительно молодых мезо-кайнозойских породах и на относительно небольших глубинах (2,0—2,5 км).

Экстремальные содержания микрокомпонентов наблюдаются здесь главным образом на участках инверсионных глубокопогребенных поднятий, вмещающих нефтяные и газоконденсатные залежи. Сохраняющиеся длительное геологическое время аномальные пластовые давления исключают возможность проникновения в нижние водоносные горизонты слабоминерализованных вод из областей питания и вызывают движение металлоносных рассолов в обратном направлении: из глубокопогруженных частей прогибов к

их бортовым частям с менее высокими пластовыми давлениями. Выжимающиеся из глин рассолы движутся вместе с газами и нефтью в менее сжимаемые пористые песчаные и трещиноватые карбонатные коллекторы. Максимальное уплотнение и отжатие испытывают при этом породы в наиболее погруженных частях прогибов. Нередко разгрузка глубоких подсолевых металлоносных рассолов происходит под воздействием геостатического давления через ослабленные тектонически активные трещиноватые зоны солянокупольных поднятий (Эмбенский р-н, Днепрово-Донецкая впадина и др.). Это также отчетливо фиксируется на геохимических картах распределения микрокомпонентов в глубоких подземных водах (см. рис. 11).

Нарастание концентраций микрокомпонентов в глубоких подземных водах нижнемеловых и юрских отложений Восточно-Предкавказского прогиба на север в сторону вала Карпинского указывает на возможность влияния Каспийского моря в качестве основного базиса дренирования только на подземые воды верхнего гидродинамического этажа. Движение вод в данном этаже определяется гидростатическим напором и направлено (в отличие от нижнего этажа) от наиболее приподнятых на юге областей питания к наиболее опущенным на северо-востоке областям разгрузки.

Для количественного отображения гидрогеологической закрытости структур, а следовательно, и условий обогащения глубоких вод микрокомпонентами предлагаются различные методы. Так, М. А. Гатальский применяет коэффициент их закрытости, представляющий отношение общей минерализации воды к глубине залегания водоносного горизонта. В. А. Кротова [1962 г.] для этих же целей применяет бромный показатель, определяемый отношением содержаний брома к глубине.

В. И. Гуревичем, Л. Н. Капченко и Н. М. Кругликовым [1972] установлено, что активность водообмена влияет на соотношение гелия и аргона. Так, например, в верхнем гидрогеологическом этаже в условиях свободного водообмена отношение гелия к аргону обычно ниже 0,1, а в зоне затрудненного водообмена — от 0,1 до 3. В условиях квазизастойного режима оно выше 3.

По данным исследований С. И. Кузнецова, М. В. Иванова, Н. Н. Ляликовой [1962], показателем гидродинамических и геохимических условий формирования глубоких подземных вод является также их бактериальный состав.

В глубоких зонах затрудненного водообмена всегда преобладают сульфатредуцирующие и метанпродуцирующие анаэробные микроорганизмы.

В последние годы для косвенной оценки направленности миграции и возраста подземных вод успешно применяется палинологический анализ. При наличии в воде спор более молодого возраста, чем во вмещающих породах, делается вывод о преимущественно нисходящей их миграции из верхних водоносных горизонтов, а в случае преобладания спор более древнего возраста, чем в водо-

вмещающих породах,— о восходящем движении вод из нижних горизонтов [Смирнов, 1969].

Выявление примерной глубины расположения нижнего гидродинамического этажа по гидрогеохимическим данным и степени закрытости структур авторы предлагают осуществлять на основании расчета соотношений определенных комплексов микро- и макрокомпонентов. Так, резкое изменение отношений калия, кальция, магния с редкими щелочными металлами фиксирует примерную глубину погружения водоупорных образований.

Термометаморфические процессы, протекающие в нижних частях водонапорных элизионных систем, тесно связаны с динамикой заключенных в них флюидов (вода, газ, нефть), которые обладают четко выраженной тенденцией вытеснения под действием геодинамических факторов в верхний гидрогеологический этаж по наиболее ослабленным круто восстающим разрывным нарушениям.

Скрытые очаги разгрузки термальных металлоносных рассолов тяготеют к деформированным крыльям и сводам глубокопогребенных брахиантиклинальных структур. Поэтому породы здесь наиболее сильно гидротермально изменены. Первичные глинистые минералы монтмориллонитового состава превращены в гидрослюдистые разности, содержащие максимальные количества микрокомпонентов, особенно редких щелочных металлов. Таким же процессам диагенеза и перекристаллизации были подвергнуты по зонам дизъюнктивных нарушений и соленосные породы.

Наименьшим содержанием микрокомпонентов характеризуются легко промываемые песчано-алевритовые и сильнотрещиноватые карбонатные породы, являющиеся в то же время основными водовмещающими продуктивными комплексами для металлоносных рассолов.

ГОРНО-СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

В горно-складчатых областях по гидродинамическим особенностям выделяется два типа гидрогеологических структур: межгорные артезианские бассейны и горные массивы трещинно-жильных водонапорных систем. Поскольку последние являются гидрогеологически раскрытыми структурами, основной областью формирования минерализованных вод с повышенным содержанием микрокомпонентов здесь являются полузакрытые водонапорные системы (бассейны) в межгорных депрессиях.

Нижний гидродинамический этаж межгорных артезианских бассейнов обычно сложен осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями, в которых формируются пластово-поровые и пластово-трещинные металлоносные минерализованные воды, насыщенные углекислотой преимущественно термометаморфического генезиса.

Благодаря отсутствию регионально выдержанных мощных водоупоров нижний гидродинамический этаж межгорных бассейнов характеризуется лучшей промытостью по сравнению с платформен-

ными артезианскими бассейнами. Соответственно общая минерализация углекислых металлоносных вод межгорных бассейнов значительно ниже, чем в платформенных впадинах. И только при наличии соленосных отложений она может достигать 150 г/л в зоне замедленного водообмена.

В межгорных бассейнах с широким развитием карбонатных пород распространены трещинно-карстовые воды, не содержащие высоких содержаний микрокомпонентов. Мощность зоны активного водообмена пресных вод в межгорных депрессиях может доходить до 2 км.

Обогащенные микрокомпонентами глубокие термальные воды формируются, как это было охарактеризовано на примере конкретных месторождений углекислых металлоносных вод, в гидростатически экранированных зонах разломов. Скрытая разгрузка углекислых трещинно-жильных вод в верхних водоносных горизонтах проявляется, по данным исследований Г. С. Вартаняна [1977], в виде гидродинамического купола. Это увеличение сечения потока восходящих углекислых металлоносных вод в зоне разгрузки вызывается резким падением градиентов напора.

Растекаясь в пластовом водоносном горизонте пресных вод, углекислые металлоносные воды наследуют направление их движения. Восходящий углекислый поток оттесняет от водовыводящей трещинной зоны пресные холодные воды и выходит на поверхность, образуя открытый газирующий очаг разгрузки. Скрытая разгрузка соленых металлоносных углекислых вод фиксируется в вышележащих водоносных горизонтах по повышенным величинам пьезометров, аномальному газовому и солевому составу.

В областях проявлений современного вулканизма динамические особенности глубоких трещинных металлоносных гидротерм в виде бурного парообразования и газоотделения в очагах разгрузки оказывают сильное воздействие на процессы концентрирования и рассеяния растворенных химических веществ.

Под современной гидротермальной системой обычно подразумевают водонапорную систему термальных вод с четко выраженными областями теплового питания, стока и разгрузки. В тех случаях, когда эти системы экранированы слабопроницаемыми литологическими образованиями или какими-либо тектоническими структурами (надвиги, сбросы и др.), в их нижней гидростатически закрытой зоне формируются металлоносные термальные воды.

Эффективная трещинная водопроводимость и коэффициенты фильтрации гидротермальных систем Камчатки, обогащенных микрокомпонентами, по данным Ю. Ф. Манухина [1971 г.], достигают 487 м^2/сут и 12,6 м/сут.

Динамическая пористость рыхлых пирокластических отложений, слагающих верхний динамический этаж гидротермальных систем, колеблется от 0,1 до 0,2. Как правило, последние приурочены к нижним погруженным частям артезианских склонов вулканических массивов и межгорным депрессиям. В гидродинамическом отношении они расчленяются на два этажа: маломощный верхний

с преимущественно пластово-трещинным движением холодных слабоминерализованных и охлаждающихся термальных вод и глубокий нижний, в котором движение перегретых соленых металлоносных вод происходит исключительно по крутовосстающим разломам и тектонически нарушенным зонам.

Максимальные величины напоров глубоких минерализованных термальных вод достигают 26 м над поверхностью земли при среднем превышении водоразделов 800—1000 м над открытыми очагами их разгрузки в долинах рек.

Удельные дебиты скважин колеблются от 0,03 до 0,3 л/с. По расчетам В. В. Аверьева, возраст наиболее молодых гидротермальных металлоносных систем Камчатки в среднем составляет всего 10 тыс. лет. Уровенный режим этих систем более стабилен, чем у относительно старых и соответственно более промытых в верхней части гидротермальных систем, отличающихся поэтому более слабой минерализацией, меньшей хлоридностью и металлоносностью вод.

В наиболее минерализованных металлоносных гидротермальных системах воды движутся с меньшей действительной скоростью (до 600 м/год) по сравнению с другими относительно более старыми зрелыми гидротермальными системами, что и объясняет их более высокую минерализацию и обогащенность микрокомпонентами.

По мнению Ю. Ф. Манухина [1975], движение термальных металлоносных вод в вулканогенно-осадочных водовмещающих породах носит в основном ламинарный характер и лишь в ограниченном околотрубном пространстве самоизливающихся глубоких скважин приобретает ламинарно-турбулентный режим.

В активных вулканических областях, как показало глубокое гидрогеологическое разбуривание гидротермальных систем Камчатки и Курильских островов до глубины 2 км, можно выделить лишь три гидродинамические зоны: весьма интенсивного, интенсивного и замедленного водообмена. Обогащенные микрокомпонентами азотно-углекислые и углекислые термальные воды формируются соответственно во второй и третьей зонах интенсивного и замедленного водообмена под экраном слабопроницаемых эффузивных образований.

По данным исследований В. В. Аверьева [1966], В. М. Сугробова [1966], Е. А. Вакина [1976] и Ю. Х. Манухина [1974], на раннем этапе формирования гидротермальной системы в результате прорыва эндогенного флюида, активизирующего водообмен в глубинной зоне, образуется локальная зона дренирования, стягивающая глубокие перегретые ($<100\,^{\circ}C$) воды с пониженной вязкостью и плотностью. С появлением новых очагов разгрузки естественная депрессионная воронка растет, подтягивая как термальную, так и холодную воду с прилегающих территорий. Это приводит к усилению водообмена с поверхностью, падению температуры и общей минерализации глубоких термальных вод. Градиент гидростатического напора при этом растет.

Итак, в отличие от платформенных гидрогеологических структур, вмещающих металлоносные рассолы, гидродинамические условия формирования последних в горно-складчатых областях, особенно в районах активного вулканизма, характеризуются водообменом повышенной интенсивности. Этому способствуют высокая активность тектонических, сейсмических и вулканических процессов, ускоряющих движение вод в глубоких горизонтах гидротермальных систем. Зона замедленного водообмена в горно-складчатых областях смещается на значительно бóльшую глубину вследствие отсутствия регионально выдержанных водоупоров, значительного превышения и более близкого расположения областей питания по отношению к областям разгрузки.

Геотермические условия

Анализ региональных геотермических условий распространения подземных вод, обогащенных микрокомпонентами, показал, что области их распространения характеризуются повышенными величинами тепловых потоков, обусловливающих напряженный геотермический режим. Плотность тепловых потоков в вулканических горных районах значительно выше, чем в платформенных впадинах. Так, например, по данным Е. А. Любимовой [1973 г.], древние платформы с докембрийским основанием (Восточно-Европейская и Сибирская) характеризуются невысокими тепловыми потоками (0,042—0,05 Вт/м^2), за исключением зон новейшей тектономагматической активизации. Эти зоны, к которым тяготеют месторождения нефти и газа, отличаются повышенными плотностями тепловых потоков (на 10—20%) по отношению к фону. Так, в Припятской впадине в зоне весьма замедленного водообмена, где формируются металлоносные рассолы, плотности тепловых потоков изменяются от 0,02 до 0,06 Вт/м^2. Примерно в таких же пределах колеблются величины плотности теплового потока в Днепровско-Донецкой впадине (от 0,037 до 0,054 Вт/м^2). Изменения плотности тепловых потоков коррелируют в региональном плане с распространением подземных рассолов, обогащенных микрокомпонентами. Более отчетливо эта связь проявляется в корреляционных связях последних с температурой рассолов.

Эпипалеозойские плиты по сравнению с древними платформами характеризуются более повышенными средними значениями плотности теплового потока (0,05—0,067 Вт/м^2). Зоны положительных аномалий в их пределах тяготеют к глубинным разломам и глубокопогребенным антиклинальным, особенно соляным, структурам, вмещающим металлоносные меж- и подсолевые рассолы.

Горно-складчатые альпийские сооружения, к которым тяготеют провинции углекислых вод, характеризуются резкими колебаниями плотности теплового потока, превышающими 100%. Месторождения термальных металлоносных углекислых вод, как следует из приведенной выше их характеристики, тяготеют к контрастным

положительным термоаномалиям и районам с высокими значениями плотностей тепловых потоков (Малый Кавказ 2,5—3,6; Карпаты 2,1—2,4).

Рифтовые зоны и расположенные в их пределах очаги разгрузки металлоносных углекислых вод также имеют напряженный геотермальный режим. Так, зоной высоких значений плотности теплового потока (до 0,13 Вт/м^2) является Байкальский рифт — область интенсивных тектонических движений. Абсолютные содержания микрокомпонентов здесь невелики, однако их отношения к минерализации вод вследствие низких величин последней чрезвычайно высоки.

Еще более значительны данные отношения в областях современного вулканизма, где плотность тепловых потоков максимальна.

В целом, наиболее тесную положительную корреляционную связь с плотностью тепловых потоков имеют редкие щелочные элементы, бор, фтор, мышьяк, сурьма.

В областях молодого и современного вулканизма максимальное обогащение термальных вод этими микроэлементами отмечается (судя по величине отношений элемента к общей минерализации воды) на участках наиболее контрастных геотермических аномалий. Высокая интенсивность глубинных термометаморфических процессов проявляется здесь также в наиболее значительной насыщенности подземных вод газами магматического и термометаморфического происхождения (углекислота, азот, гелий). Происхождение геотермических аномалий большинством гидрогеологов связывается с восходящими потоками эндогенного теплоносителя.

Гидрогеохимические условия

Процессы накопления и рассеяния микрокомпонентов в глубоких водах определяются в значительной степени химической активностью растворенных газов и органических веществ, общей минерализацией, составом солевых компонентов, окислительно-восстановительными и кислотно-щелочными свойствами водной среды миграции, а также геохимической природой самих микрокомпонентов. Влияние всех этих гидрогеохимических факторов действует на распределение микрокомпонентов в природных средах в совокупности, поэтому не всегда удается оценить их роль в отдельности. Тем не менее намечается ряд общих гидрогеохимических признаков, позволяющих выяснить примерный вклад каждого фактора в формирование металлоносных подземных вод.

СОСТАВ РАСТВОРЕННЫХ ГАЗОВ

Растворенные газы, как известно, являются чутким индикатором геохимической обстановки формирования любых типов подземных вод. Не принимая непосредственного физико-химического участия в процессах переноса многих микрокомпонентов в подзем-

ных водах, за исключением легколетучих (йод и др.), они являются также косвенными геохимическими показателями гидрогеологической закрытости продуктивных частей водовмещающих структур.

Как показали проведенные исследования, региональное распространение в платформенных областях и прогибах имеют металлоносные рассолы, насыщенные в основном метаном и другими более тяжелыми углеводородными газами: этаном C_2H_6, пропаном C_3H_8, бутаном C_4H_{10} и др. Появление в газовом составе рассолов повышенных количеств сероводорода, биогенной углекислоты, азота и кислорода свидетельствует о древних либо о современных процессах раскрытия водовмещающих гидрогеологических структур, не благоприятных для накопления и длительного сохранения в водной среде различных микрокомпонентов. В то же время, присутствие в газовом составе углеводородных металлоносных рассолов, повышенных концентраций гелия и радиогенного аргона указывает на глубинные условия их формирования под экраном газоводоупорных образований, благоприятных для концентрирования микрокомпонентов.

Углеводородные газы, составляющие в металлоносных рассолах глубокопогребенных обычно нефтегазоносных структур более 98%, обладают высокой растворимостью, резко увеличивающейся с ростом температуры воды и пластового давления. Поэтому, несмотря на некоторое снижение растворимости углеводородных газов с увеличением общей минерализации подземных вод, их концентрация в глубоких высокотермальных рассолах платформенных впадин и прогибов может доходить до нескольких литров на 1 л рассола. Насыщенность металлоносных рассолов древних палеозойских впадин углеводородными газами обычно ниже газонасыщенности металлоносных рассолов более молодых мезо-кайнозойских структур, вследствие меньшей продолжительности дегазации последних.

Главным источником образования углеводородных газов в подземных водах, по мнению большинства гидрогеологов-нефтяников [Карцев, 1972; Корценштейн, 1964 и др.], являются тонкодисперсные органические вещества осадочных пород, а для метана и угольные образования. Накопление углеводородных газов в металлоносных рассолах возможно лишь в восстановительных условиях в глубокопогребенных гидрогеологических структурах, надежно экранированных от проникновения инфильтрационных вод из расположенной выше зоны окисления.

Повышенная температура катализирует геохимические процессы преобразования органических веществ пород в углеводородные газы и переход их в водную фазу. При этом тяжелые углеводороды образуются при более высоких температурах и давлениях, чем метан, что может являться косвенным показателем глубины и термодинамических условий формирования металлоносных углеводородных рассолов. В горно-складчатых областях молодой мезо-кайнозойской вулканической деятельности основной тип подземных металлоносных вод, образующих целые провинции, насыщен преиму-

щественно углекислым газом (табл. 52). Накопление последнего в металлоносных подземных водах обусловлено главным образом процессом термометаморфизма вмещающих пород, вызывающим выделение из них углекислого газа даже при относительно невысоких (60—70° С) температурах. Подчиненное количество углекислого газа может поступать в глубокие трещинно-жильные воды также в результате дегазации мантии, выделения из магматических очагов, биогенных процессов разложения органических веществ и различных углеводородных соединений.

Таким образом, углекислый газ в подземных водах может иметь различное происхождение, однако, по мнению многих гидрогеологов [Вартанян, 1977; Крайнов, 1973; Овчинников, 1970; Иванов, Кононов, Сугробов, 1968], наиболее распространенным процессом накопления углекислого газа в глубоких подземных водах, в том числе и металлоносных, является региональный термометаморфизм. Газонасыщенность их углекислым газом увеличивается с глубиной, но уменьшается с ростом температуры и общей минерализации воды. Так, например, металлоносные горячие (42° С) рассолы Вышковского района Закарпатья, имеющие на глубине 600 м необычно высокую минерализацию (130 г/л), содержат только 1,2 г/л углекислоты. В соседнем Шаянском районе на глубине 240 м вскрыты теплые (до 24° С) менее минерализованные слабометаллоносные углекислые воды, содержащие 30 г/л углекислоты. В том случае, когда углекислые металлоносные минерализованные воды формируются в толще осадочных или осадочно-вулканогенных пород, обогащенных органическими веществами, помимо углекислоты в них присутствуют небольшие (до 15%) примеси углеводородных газов.

Геохимическая роль углекислого газа в накоплении микрокомпонентов в подземных водах очень велика. Агрессивно воздействуя на вмещающие породы, он активизурует процессы их разложения и выделения в водную фазу микрокомпонентов. Кроме того, в присутствии свободной углекислоты повышается растворимость многих соединений микрокомпонентов и труднорастворимых комплексных форм макрокомпонентов (карбонаты и сульфаты кальция, карбонаты железа и др.).

В областях современного вулканизма в газовом составе металлоносных высокотермальных вод, распространенных по периферии действующих вулканов, помимо углекислоты в больших количествах (60—70%) присутствует азот. Вопрос о его происхождении еще окончательно не решен. Одни исследователи [Иванов, Кононов, Сугробов, 1968 и др.] считают его газом чисто воздушного происхождения, другие — частично термометаморфического. В отличие от углекислого газа азот химически инертен и не играет существенной роли в процессах накопления или переноса микрокомпонентов. Скорее всего он может являться показателем гидрогеологической раскрытости структур, вмещающих слабоминерализованные воды. Выделение азота из последних в открытых очагах разгрузки не отражается на величине pH вод, а следовательно, и

Таблица 52

Металлоносность термальных вод областей современного и четвертичного (потухшего) вулканизма

Показатели	Состав водовмещающих пород и рудных образований						
	с сульфидными новообразованиями*	безрудные*	пиритизированные*	безрудные*	безрудные**	с мышьяково-ртутным оруденением**	с сульфидным оруденением
Аномальные содержания, мг/л: медь	51	0,15	0,2	0,15	0,05	0,05	0,6
цинк	20	0,2	0,6	0,7	0,3	2,0	12,0
свинец	32	0,1	0,04	0,03	0,025	0,01	0,015
ртуть	0,02	0,004	0,015	0,015	0,025	0,15	0,025
серебро	0,02	0,012	0,01	0,01	0,01	Не обнаружено	
мышьяк	30	10	2,0	8,1	0,02	50,0	0,01
германий	0,04	0,02	0,16	0,02	0,1	0,01	0,01
фтор	13,5	50,5	12	2	0,4	1,0	0,5
рубидий	0,6	1,0	0,4	0,8	0,7	0,75	2,5
цезий	0,12	0,1	0,2	0,5	0,2	0,6	0,8
pH	1,5—3,0	1	8—9,5	6,8—8,5	7,5—8,5	5,5—6,5	6,0—6,5
Преобладающие растворенные газы	H_2S, CO_2	H_2S, CO_2	N_2, CO_2	N_2, CO_2	N_2	CO_2	CO_2, CH_4
Преобладающие макроионы	$\frac{SO_4HSO_4}{Fe,\ Al,\ NH_4,\ H}$	$\frac{Cl}{Al,\ H}$	$\frac{SO_4}{Na}$	$\frac{Cl}{Na}$	$\frac{SO_4Cl}{Na}$	$\frac{ClHCO_3}{Na}$	$\frac{Cl}{NaCa}$
Максимально обнаруженная минерализация, г/л	25	70	2	5	5	20	130
Температура, °С в открытых очагах разгрузки гидротерм	До 100	>100	До 100	>100	До 70	До 35	До 50

* Области современного вулканизма.
** Области четвертичного (потухшего) вулканизма.

на растворимости микро- и макрокомпонентов. Анализы металлов в вулканических газах и парах воды Камчатских вулканов показали, что в наиболее высокотемпературных (500° С) возгонах тяжелые металлы (кобальт, висмут, серебро, никель, медь, свинец, молибден и др.) присутствуют в незначительных количествах.

В эксгаляциях с более низкой температурой (250—400° С) обнаруживаются лишь свинец, медь, цинк, молибден и ванадий. При понижении температуры паров и газов до 100° С в них отсутствует медь. Таким образом, наиболее подвижны в газовой фазе в широком диапазоне изменений температуры свинец, цинк, молибден, ванадий. Косвенным доказательством переноса рудных элементов преимущественно в жидкой фазе является несоответствие последовательности их отложения из водяных паров и вулканических газов в зональности эндогенных ореолов гидротермальных месторождений.

РАСТВОРЕННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Одним из наиболее сложных и наименее изученных геохимических факторов, влияющих на процессы рассеяния и накопления микрокомпонентов в подземных водах, являются воднорастворимые органические вещества. Как показали экспериментальные исследования [Германов, Пантелеев, Швец, 1978; Крайнов, 1973; Быкова, Голева, Воробьева, 1968; Кудельский, 1976 и др.], наибольшую тенденцию к комплексообразованию с органическими веществами в глубоких подземных водах проявляют: йод, бром, бор, ртуть, уран, медь, цинк, свинец, железо, кремний, алюминий и сера. Некоторые из них накапливаются в виде растворимых металлоорганических соединений в нефтяных рассолах и в еще большем количестве в сырой нефти.

Наименее изучено влияние растворенных органических веществ на процесс концентрирования и рассеяния в подземных водах такой широкораспространенной ассоциации накапливающихся в определенных условиях микрокомпонентов, как литий, рубидий, цезий и стронций. В общем виде результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы.

Все типы подземных металлоносных вод, включая кислые ореольные и фумарольные термы, содержат различные по активности химического воздействия на микрокомпоненты растворенные органические вещества в широком диапазоне глубин (до 7 км) и температур (до 300° С). Как и следовало ожидать, они являются постоянной составляющей системы «вода — порода», поэтому любое изменение их состава и концентрации вызывает изменение содержания и форм нахождения в воде микрокомпонентов.

На примере Припятской впадины было показано, что по мере приближения к водонефтяному контакту содержание редких щелочных элементов увеличивается в рассолах, а в Афгано-Таджикской впадине отмечалось, что в водах непосредственно на контакте с газовыми и нефтяными залежами содержания редких щелочных элементов падают.

Увеличение содержания широко распространенных в глубоких водах органических кислот (нафтеновые, лимонная, уксусная, аминовая, фульватные, гуминовые и др.) сопровождается ростом активности катионов водорода и, следовательно, понижением величины pH вод. Образуя со многими микрокомпонентами устойчивые растворимые комплексные соединения, органические вещества способствуют их накоплению в воде и переносу на большие расстояния. Эта роль органических веществ в глубоких водах наиболее глубоко прослежена по отношению к йоду, брому, бору и урану. Доказано, например, что эти микрокомпоненты не только образуют в подземных водах устойчивые органические соединения, но и извлекаются из них относительно легко различными органическими растворителями. Основным источником йода и возможно других микрокомпонентов являются органическое вещество нефтематеринских пород, нефть и продукты ее разрушения.

В изверженных породах горно-складчатых областей органическое вещество подверглось интенсивным процессам термометаморфизма и в настоящее время представлено различными химически слабоактивными битумами и смолами. В контактовых зонах магматических интрузий и осадочных пород органическое вещество также подвергалось сильному термометаморфическому воздействию, вызывающему выделение различных углеводородных газов и микрокомпонентов. В областях активного вулканизма под термическим воздействием вулканических газов и водяных паров из осадочных пород в основании вулканических построек происходит выделение летучих углеводородных соединений и возможно вместе с ними различных микрокомпонентов (лития, рубидия, цезия, бора, фтора, мышьяка, селена и др.). Участие органического вещества осадочных пород в высокотемпературных магматических процессах, сопровождавшихся переходом микрокомпонентов в подвижное состояние, проявилось в процессах формирования алмазных трубок взрыва, а также обводняющих их сероводородных рассолах.

Органический углерод, всегда присутствующий в глубоких металлоносных рассолах платформенных областей в повышенных количествах ($n \cdot 10$—$n \cdot 10^2$ мг/л), играет роль восстановителя.

Рост концентраций водородных катионов в зоне высоких температур и давлений может быть усилен разложением органических кислот и молекул воды. Резкое в связи с этим понижение pH (до 2—3) отрицательно влияет на растворимость некоторых породообразующих элементов (кремнезем, карбонаты и др.), что приводит к образованию эпигенетического окварцевания и карбонатизации вмещающих пород.

СОЛЕВОЙ СОСТАВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ВОД

Как следует из приведенной выше характеристики основных типов металлоносных вод различных структурных областей, солевой состав металлоносных рассолов платформенных впадин и прогибов отличается от солевого состава металлоносных минерализованных

вод горно-складчатых областей главным образом более высокой концентрацией хлоридов кальция, магния и калия. Это обусловлено широким развитием морских осадочных и галогенных (преимущественно калиеносных) формаций в платформенных областях и прогибах, а также большей степенью метаморфизации морских седиментационных вод в глубокопогребенных и гидрогеологически закрытых платформенных структурах. Наличие регионально выдержанных, в отличие от горно-складчатых областей, мощных соляных и глинистых экранов благоприятствует здесь длительным процессам взаимодействия подземных вод с вмещающими породами и концентрированию как макро-, так и микрокомпонентов.

Платформенные области и прогибы

В зависимости от состава вмещающих и экранирующих пород, степени метаморфизации и палеогидрогеологических особенностей развития углеводородные металлоносные рассолы в артезианских бассейнах платформенных впадин и прогибов имеют весьма однотипный анионный состав и разнообразный катионный. Как правило, в наиболее древних сильнометаморфизованных рассолах наблюдается отчетливое повышение хлоридов кальция. Главными источниками этих наиболее растворимых соединений в термальных углеводородных рассолах глубокопогребенных непромываемых платформенных седиментационных гидрогеологических структур и прогибов являются соленосные формации и древние седиментационные морские воды.

Углеводородные редкометальные рассолы формируются в зоне восстановительных процессов. Вмещающие их гидрогеологические структуры характеризуются четко выраженной вертикальной гидрохимической зональностью (см. рис. 20). Сульфаты и гидрокарбонаты в них практически отсутствуют. И только в пределах нефтегазоносных эксплуатирующихся структур в результате конденсации водяных паров и газов эти анионы появляются в повышенных концентрациях на глубинах более 2 км в конденсационных водах с аномально пониженной общей минерализацией и повышенной относительно нее концентрацией редких элементов. Появление таких «опресненных» глубинных аномалий является гидрохимическим признаком глубокопогребенной нефтегазоносной залежи, дегазирующейся в вышележащие водоносные горизонты.

На тесную связь гидрокарбонатных азональных вод с залегающими ниже металлоносными рассолами указывает не только сходство соотношений макроэлементов, но и высокая относительная концентрация редких металлов. Глубина распространения этих вод коррелирует со степенью газонасыщенности и общими масштабами газовых проявлений. Так, во Внешней газоносной зоне Предкарпатского прогиба глубина проявления гидрохимической инверсии меньше, чем во Внутренней преимущественно нефтеносной зоне.

Механизм образования глубинных гидрокарбонатных вод трактуется по-разному. Одни исследователи связывают их образование

с газоконденсатным процессом, считая его главным фактором подземного концентрирования редких металлов в водах, другие объясняют появление на глубине азональных гидрокарбонатных и сульфатных вод воздействием агрессивной глубинной углекислоты на вмещающие карбонатные породы.

Несмотря на аналогичные примеры гидрохимических инверсий в других нефтегазоносных провинциях СССР (Средняя Азия, Предкавказье и др.), их нестабильный и узко локальный характер проявления не дает основания считать газоконденсатный процесс решающим в региональном накоплении редких и других металлов.

Солевой состав металлоносных рассолов отчетливо отражает степень закрытости, глубину погружения и возраст вмещающих гидрогеологических структур.

Среднеминерализованные (до 250 г/л) и относительно мало метаморфизованные хлоридно-натриево-кальциевые подсолевые рассолы с соответственно менее повышенными содержаниями микрокомпонентов распространены в наиболее молодых прогибах, сопряженных с альпийской зоной складчатости (Предкарпатский, Предкавказский, Предкопетдагский).

Высокоминерализованные (до 350 г/л) и сильнометаморфизованные хлоридно-кальциево-натриевые рассолы, обогащенные микрокомпонентами, приурочены к подсолевым горизонтам мезозойских впадин и прогибов. Сверхкрепкие (400—600 г/л) хлоридно-кальциево-магниево-натриевые металлоносные рассолы, наиболее обогащенные микрокомпонентами (рубидием, цезием, барием, стронцием, йодом, бромом, свинцом, кадмием и др.), формируются только в самых древних кембрийских и нижнепалеозойских впадинах древних каледонских платформ (Русская, Восточно-Сибирская). Эти металлоносные рассолы характеризуются самыми низкими отношениями хлора, калия и натрия к указанным выше микрокомпонентам вследствие опережающего накопления последних (см. табл. 3). Темп роста накапливающихся в рассолах металлов (цезия, меди, цинка, свинца и др.) ускоряется с глубиной, приобретая максимальную величину в самых нижних частях вмещающих структур в условиях квазизастойного режима (табл. 53, 54). Тенденция в накоплении соответствует кларковым величинам микрокомпонентов в осадочных породах и устойчивости их форм в данном типе рассола: $Sr > Mn > Zn > Li > Rb > Cd > Cs > Cu > Ni > Co > Nb > Ta$.

Границы между гидрохимическими и гидродинамическими зонами весьма четко выделяются по изменению соотношений редких и солевых макроэлементов. Так, например, калий-литиевые, калий-рубидиевые, кальций-стронциевые, натрий-литиевые, калий-цезиевые, натрий-калиевые, хлор-бромные и натрий-хлорные в подэкранных (подсолевые или поднадвиговые) зонах резко понижаются, а литий-рубидиевые, цезий-хлорные, рубидий-цезиевые, кальций-магниевые растут (рис. 37, табл. 55). Это позволяет использовать данные отношения в качестве геохимического показателя закрытости.

Таблица 53

Распределение меди, цинка и свинца в подземных редкометальных водах платформенных впадин и прогибов, мг/л

Геологическая структура	Площадь	Возраст пород (интервал опробования, м)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Cu max / min	Cu $\bar{x}$	Pb max / min	Pb $\bar{x}$	Zn max / min	Zn $\bar{x}$
Русская платформа										
Припятская впадина	Давыдовская, Борисовская	D_2pt_3 (3390—3536)	410	Подсолевые Cl = Ca = Mg Cl 99 — 100 Ca 64 — 72 Mg 16 Na 10 — 16	0,54 / 0,32	0,42	3,4 / 2,8	2,1	1,2 / 0,9	0,85
	Мармовичская, Чернинская, Сосновская, Западно-Гороховская, Южно-Дроздовская, Червоно-Слободская, Притокская, Тишковская, Золотухинская, Малодушинская	D_2, D_3 vr, ev (2596—4342)	379	Подсолевые Cl = Ca = Na Cl 99 — 100 Ca 54—59 Na 24—36 Mg 9—15	1,7 / 0,16	0,73	5,5 / 2,8	4,26	166,6 / 1,0	32,15
	Давыдовская, Чернинская, Южно-Вишанская, Мармовичская, Сосновская, Притокская, Восточно-Выступовичская, Южно-Осташковичская, Золотухинская, Моисеевская	D_3 zd-el (2606—3445)	343	Межсолевые Cl = Ca = Na Cl 99 — 100 Ca 49—52 Na 37—43 Mg 6—10	4,3 / 0,15	0,98	4,8 / 0,67	2,5	98 / 2,0	23,67
Львовская впадина:										
северо-западный склон	Луцк, Берестечко	PR (2080—3000)	88—154	Воды фундамента Cl = Ca = Na Cl 97 — 99 Ca 52 — 58 Na 40 — 42	0,8 / 0,01	0,5	3,2 / 0,05	1,8	1,6 / 0,15	0,7
центральная часть	Перемышляны, Великие Мосты	ϵ (3500—4000)	220—240	Под экраном глин ордовика и силура Cl = Ca = Na Cl 98 — 99 Ca 58 — 75 Na 31 — 40	1,1 / 0,3	0,7	4,5 / 0,5	3,6	2,1 / 0,8	1,1
Прикаспийская впадина:										
юго-восточный борт	Доссор, Кошкар, Макат, Терень-Узюк, Косчагыл, Прорва	T, J_2, J_3, K (154—535)	225	Надсолевые Cl = Na Cl 100 Na 90 — 92 Ca 4 — 5	0,67 / 0,22	0,4	8,15 / 1,17	3,71	1,73 / 0,36	0,73
	Западный Искине, Северный Искине, Кошкар, Доссор, Макат, Комсомольский	— 0,3—поверхность (соры промыслов)			0,79 / 0,41	0,63	14,1 / 5,1	7,94	2,27 / 0,74	1,57
северный борт	Иртекская	P_1art (2885—3003)	257	Подсолевые Cl = Na = Ca Cl 100 Na 68 Ca 22 Mg 8	—	0,60	—	5,0	—	5,75
	Иртекская	P_2kz (1220)	360	Внутрисолевые Cl = Mg = Ca Cl 100 Mg 74 Ca 12 Na 9	—	0,58	—	8,75	—	4,5

Продолжение табл. 53

Геологическая структура	Площадь	Возраст пород (интервал опробования, м)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Cu		Pb		Zn	
					max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$
Западно-Туркменский прогиб	Небит-Даг, Монжуклы, Бая-Даг, Куйджик, Челекен	N (375—2100)	191	Под экраном глин Cl = Na = Ca Cl 100 Na 67—82 Ca 15—24 Mg 3—8	1,07 / 0,20	0,50	4,16 / 2,5	3,46	1,60 / 0,35	1,03
Восточно-Сибирская платформа										
Ангарская синеклиза:										
Марковско-Ичерская зона валообразных поднятий, Непская зона линейных складок	Марковская, Илимская, Братская, Касаткинская	— (2505—3450)	350,6	Подсолевой терригенный горизонт Cl = Na = Mg Cl 99 — 100 Ca 43 — 73 Na 14 — 33 Mg 10 — 19	1,5 / 0,2	0,8	11,3 / 1,3	8,5	1,6 / 0,2	0,5
Присаянский прогиб	Тыретская	— (1615—1900)	439,0	Подсолевой галогенно-карбонатный горизонт Cl = Ca = Na = Mg Cl 99 — 100 Ca 14—83 Na 6—84 Mg 10—20	0,3 / 0,1	0,2	4,0 / 1,0	1,5	0,4 / 0,05	0,1
Туранская плита:										
Южно-Мангышлакско-Устюртская зона прогибов	Жетыбай, Эспелисай, Кансу, Карагие	J (1767—2341)	132	Под экраном глин Cl = Na = Ca Cl 100 Na 77—80 Ca 16—17 Mg 3—6	—	0,2	—	2,9	—	0,45
юго-западный склон Каракумского свода	Восточный Ербент, Атасары	J (1800—2075)	120	Под экраном глин Cl = Na = Ca Cl 100 Na 67—76 Ca 19—23 Mg 5—10	0,20 / 0,18	0,19	2,55 / 2,0	2,27	1,75 / 0,65	1,2
Чарджоуская ступень	Уртабулак, Денгизкуль	J_3 cl-ox (2530—2816)	155	Подсолевые Cl = Na = Ca Cl 99 — 100 (Na + K) 62 — 80 Ca 18 — 31 Mg 0 — 8	—	<0,20	—	3,3	—	0,45
Беурдешикская ступень	Беурдешик	J_3 km-t (2336—2340)	249	Внутрисолевые Cl = Ca = Na Cl 100 Ca 50 Na 40 Mg 9	—	0,70	—	3,90	—	10,0
Мургабская впадина	Южный Иолотань	J_3 km-t (3694—3668)	657	Внутрисолевые Cl = Ca = Mg Cl 100 Ca 52 Mg 26 Na 13	—	0,35	—	20,0	—	35,0
Афгано-Таджикская впадина:										
Сурханская мегасинклиналь	Ляль-Микар	P_1 (1090—1098)	72	Под экраном глин Cl = SO_4 = Na Cl 96 SO_4 3 Na 81 Ca 14 Mg 5	—	0,15	—	2,5	—	0,25

Продолжение табл. 53

Геологическая структура	Площадь	Возраст пород (интервал опробования, м)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Cu		Pb		Zn	
					max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$
Душанбинский прогиб	Комсомольская	J_3 (1910—1885)	152	Под экраном глин Cl = Na = Ca Cl 99 Na 78 Ca 14	—	0,20	—	1,5	—	0,75
Вахш-Кафирниганская мегантиклиналь	Кичик-Бель	K_2 (1741—1776)	207	Под экраном глин Cl = Na = Ca Cl 100 Na 66 Ca 27 Mg 7	—	0,20	—	2,9	—	6,0
Кулябская мегасинклиналь	Кызылсу, Бештентяк, Танапчи	K_2 (1925—3260)	267	Смешанные экраны Cl = Na = Ca Cl 100 Na 64—80 Ca 9—30 Mg 3—5	0,78 / 0,20	0,56	21,0 / 13,25	16,4	125,0 / 75,0	108,3
Сурханская мегасинклиналь	Северная Курганча, Даланская	J_3 km-t (2516—3157)	395	Внутрисолевые Cl = Ca = Na = Mg Cl 100 Ca 45 — 51 Na 31 — 37 Mg 11	0,20	0,20	2,9 / 2,9	2,9	22,0 / 8,0	15,0
				Предкавказский прогиб						
				Под экраном глин Cl = Na = Ca						
Прикумско-Тюленевский вал	Величаевка, Зимняя ставка, Колодезная, Солончаковая, Капиевская, Правобережная, Озек-Суат	K_1, J_2 (3072—3950)	114	Cl 100 Na 63 — 80 Ca 8 — 78	0,106 / 0,052	0,086	—	—	—	—
Горный Дагестан	Берикей	K_2	48	Под экраном глин Cl 99 Na 98 Ca 6	—	0,62	—	1,72	—	0,62
				Предкарпатский прогиб						
Внешняя зона	Кохановка, Рудки, Опары	N (1830—2920)	25	Надэкранные Cl = Na Cl 89 — 99 Na 85 — 98 Ca 6 — 8	0,0166 / 0,005	0,008	0,06 / 0,008	0,03	0,92 / 0,006	0,01
	Залужаны, Ковалевка-Черешенка	K (1230—1386)	18	Подэкранные Cl = Na = Ca Cl 97 — 99 Na 80 — 83 Ca 9 — 15	0,02 / 0,003	0,006	0,5 / 0,008	0,01	0,6 / 0,01	0,02
	Грыновка	J_2 (1658—1693)	25	Подэкранные Cl = Na Cl 98 — 99 Na 85 — 90 Ca 10 — 18	0,03 / 0,006	0,01	0,9 / 0,008	0,01	0,7 / 0,01	0,03
Внутренняя зона	Рассольная, Ольховка, Старуня	N (1900—2300)	175	Надэкранные Cl = Na Cl 97 — 99 Na 81 — 90 Ca 8 — 12	0,06 / 0,008	0,02	0,8 / 0,09	0,7	0,1	0,5

Продолжение табл. 53

Геологическая структура	Площадь	Возраст пород (интервал опробования, м)	Средняя минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Cu		Pb		Zn	
					max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$
Внутренняя зона	Луги	P_3 (2900—6260)	230	Подэкранные Cl = Na = Ca Cl 100 / Na 70 — 80 Ca 18 — 22	1,0 / 0,007	0,01	4,2 / 0,5	1,8	94,0 / 1,9	21,5
Закарпатский прогиб										
Чоп-Мукачевская и Солотвинская впадины	Иршавская, Залужанская, Ростоки	N (300—1170)	12	Надэкранные Cl = Na Cl 77 — 99 / Na 98 — 99	0,02 / 0,005	0,01	0,7 / 0,005	0,02	0,8 / 0,015	0,03

Таблица 54

Распределение ниобия и тантала в глубоких подземных водах платформенных впадин и прогибов, мг/л

Геологическая структура	Площадь	Возраст пород (интервал опробования, м)	Минерализация, г/л	Условия залегания и химический тип воды	Nb_2O_5		Ta_2O_5	
					max / min	$\bar{x}$	max / min	$\bar{x}$
Русская платформа								
Припятская впадина	Борисовская	D_2	410	Подсолевые (Cl-Ca-Mg) Cl 99 — 100 / Ca 64 — 72 Mg 16 Na 10 — 16	0,04 / 0,01	0,03	0,038 / 0,01	0,03
Львовская впадина: северо-западный склон	Луцк, Берестечко	PR (2080—3000)	121	Воды фундамента (Cl-Ca-Na) Cl 97 — 99 / Ca 52 — 58 Na 40 — 42	0,0003 / 0,00005	0,0001	0,001 / 0,0001	0,0005
центральная часть	Перемышляны, Великие мосты	$\in$ (4097—4212)	230	Под экраном ордовика и силура Cl 98 — 99 / Ca 58 — 75 Na 31 — 40	0,0002 / 0,00008	0,0001	0,0016 / 0,0007	0,001
Прикаспийская впадина северный борт	Мустаевская	P_1kg (1276)	363	Межсолевые (Cl-Mg-Ca) Cl 98 / Mg 92 Na 8		0,0165		0,0003
Туранская плита								
Южно-Мангышлакско-Устюртская зона прогибов	Жетыбай, Эспелисай, Кансу, Карагиз	J (1767—2341)	132	Подэкранные (Cl-Na-Ca) Cl 100 / Na 77 — 80 Ca 16 — 17	0,011 / 0	0,005	0,0036 / 0,003	0,0014
Чарджоуская ступень	Уртабулак	J_3 cl-ox (2668—2816)	230	Подсолевые (Cl-Na-Ca) Cl 100 / Na 62 Ca 31 Mg 7	—	—		0,0007
Предкавказский прогиб								
Прикумско-Тюленевский вал	Величаевка, Колодезная	K_1J_2 (3072—3950)	114	Подэкранные (Cl-Na-Ca) Cl 100 / Na 63 — 80 Ca 8 — 78	0,02 / 0,01	0,014	0,008 / 0,001	0,005
Горный Дагестан	Дагогни, Дузлак	K_2 (262—3276)	54	Cl 99 — 100 / Na 88 — 97 Ca 5 — 12	0,0083 / —	0,0021	0,0045 / 0,0005	0,0015
Предкарпатский прогиб								
Внутренняя зона	Луги	P (6000—6200)	230	Cl 99 / Na 70 — 80 Ca 18 — 22	0,03 / 0,0008		0,03 / 0,007	

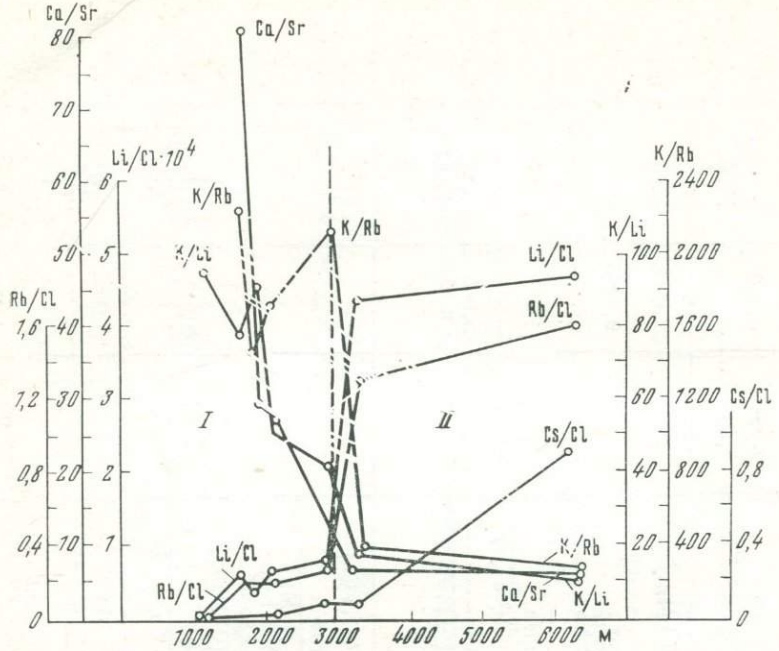


Рис. 37. Изменение соотношений микро- и макрокомпонентов в углеводородных рассолах с глубиной.

I—II — гидрогеологические этажи (*I* — верхний, *II* — нижний)

Содержания лития, рубидия и цезия в различных химических типах углеводородных рассолов изменяются в соответствии с геохимическим родством этих элементов с основными катионами вод: кальцием, магнием, натрием и калием. Так, например, если с кали-

Таблица 55

Наиболее характерные соотношения металлов в углеводородных рассолах

Основные отношения	Водоносный горизонт (глубина опробования, м)			
	кембрийский (4113—4212)	силурийский (2430—2500)	нижнедевонский (1800—1850)	верхнедевонский (548—580)
K/Li	20,5—32,6	36,4—48,7	—	—
K/Rb	8,7—10,5	981—1009	—	—
Li/Cl·10⁴	3,1—3,6	2,1—2,7	1,1—1,5	2·10⁵
Rb/Cl·10⁴	0,6—0,7	0,09—0,1	0,003—0,004	0,004—0,005
Ca/Sr	21,4—22,6	35,8—36,9	50,2—50,6	230—239
Cl/Br	85—87	121—125	422—429	1005—1010
Na/Cl	0,35—0,41	0,5—0,6	0,61—0,65	1,0—1,1
Ca/Mg	13—17	7,1—7,4	3,2—3,7	1,3—1,9

Примечание. Таблица составлена на основании обработки анализов 58 проб воды. Расчеты отношений Na/Cl и Ca/Mg произведены в мг-экв/л, остальных отношений — в мг/л.

ем и магнием (особенно литий с магнием, а рубидий с калием) эти элементы обнаруживают тесное геохимическое родство, благодаря близости ионных радиусов, то по отношению к кальцию и натрию они ведут себя по-разному.

Как следует из табл. 3 и 31, все подземные магниевые типы вод ($Mg > 10$ мг-экв %) являются внутрисолевыми и характеризуются высокой концентрацией редких щелочных элементов. Что касается стронция, то его экстремальные значения ($n \cdot 10^3$ мг/л) свойственны самым крепким метаморфизованным древним подсолевым рассолам кальциевого типа.

Общая минерализация металлоносных рассолов калиеносных формаций может достигать 450 г/л. От рассолов выщелачивания галитовых формаций, обедненных микрокомпонентами, они отличаются наиболее высокой концентрацией хлоридов калия и магния, а из микрокомпонентов — повышенной концентрацией рубидия, цезия, лития, брома и бора. Поэтому отношение основного аниона — хлора к данным микрокомпонентам, а также калия к рубидию, натрия к литию и натрия к калию в рассолах калийных месторождений всегда значительно ниже, чем в хлоридно-натриевых рассолах выщелачивания галитовых солей.

В зависимости от индивидуальных геохимических свойств микрокомпонента форма нахождения его в соляных или глинистых минералах может быть различной (изоморфная примесь в минерале и др.).

В отличие от подсолевых кальциево-натриевых углеводородных металлоносных рассолов, воды, выщелачивающие калийные соли, обеднены стронцием и кальцием. Отношение кальция к магнию в них характеризуется самыми низкими значениями.

Обогащение редкими щелочами межсолевых рассолов обусловлено в значительной степени их геохимическим родством с калием и магнием. Стронций осаждается на более ранней «догалитовой» стадии сгущения морской воды. Литий не проявляет изоморфизма с калием и поэтому не участвует в хемогенной седиментации калийных солей, накапливаясь селективно в глинистых осадках. Галитовые соли и сопутствующие им хлоридно-натриевые рассолы выщелачивания не содержат повышенных концентраций редких и тяжелых металлов.

В слабых (до 170 г/л) углеводородных рассолах, имеющих хлоридно-кальциевый состав, обычно отмечается положительная корреляционная связь (рис. 38, 39) между рубидием, натрием, хлором и калием. Что же касается цезия, то он в этих водах коррелирует лишь с рубидием. С ростом минерализации (< 250 г/л) и степени метаморфизации вод у цезия, так же как и у других редких элементов (рис. 40—42), появляется более многообразная положительная связь (см. рис. 2) с кальцием, магнием, хлором, бромом, бором, йодом, стронцием и тяжелыми металлами (медь, цинк, свинец и др.). С сульфатными и гидрокарбонатными анионами редкие элементы имеют отрицательную связь. Количество и теснота связей между редкими и сопутствующими солевыми ком-

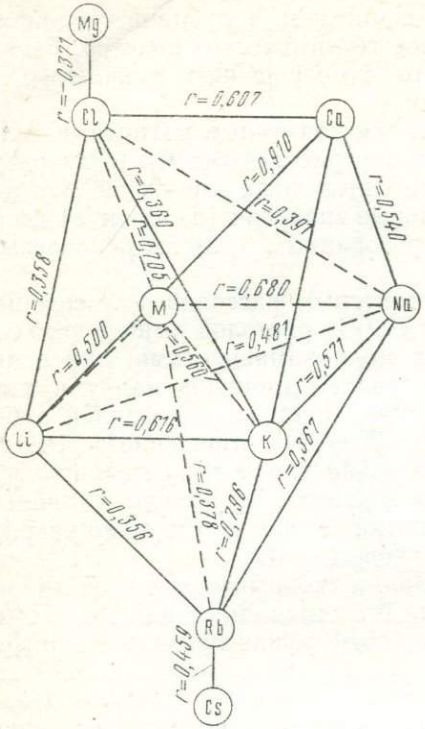


Рис. 38. Диаграмма корреляции микро- и макрокомпонентов в углеводородных рассолах нижнемеловых отложений прогибов

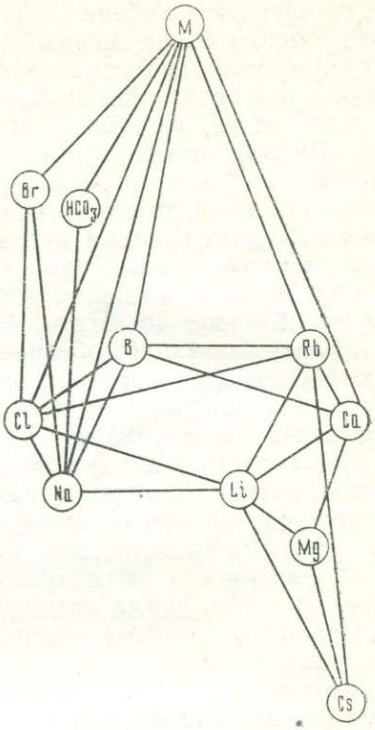


Рис. 39. Диаграмма корреляции микро- и макрокомпонентов в углеводородных рассолах палеогеновых отложений прогибов

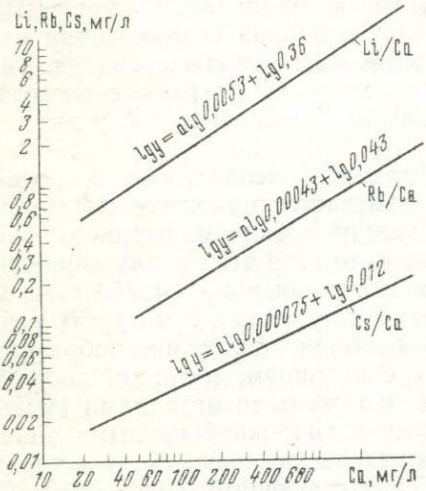
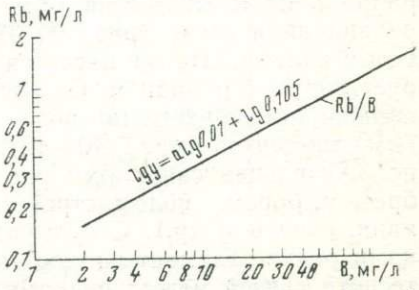


Рис. 40. Зависимость содержаний редких щелочных элементов от изменения содержаний кальция

Рис. 41. Зависимость содержаний рубидия от изменений содержаний бора



понентами зависят также от условий залегания водоносных горизонтов. Так, в надэкранных раскрытых частях гидрогеологических структур положительные связи редких элементов с указанными выше солевыми и рудными компонентами резко ослабевают и часто исчезают совсем. Эта закономерность может быть использована в качестве косвенного показателя характера закрытости данной части водоносного горизонта или комплекса.

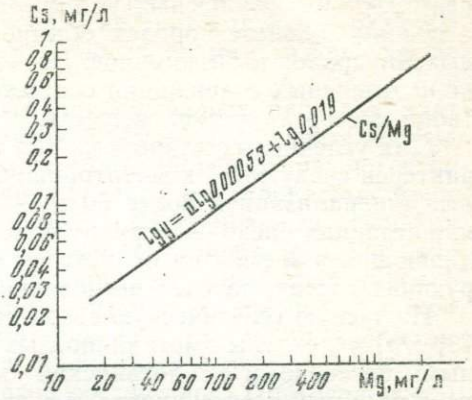


Рис. 42. Зависимость содержаний цезия от изменения содержаний магния

Горно-складчатые области

Основными носителями редких элементов здесь являются два типа вод: субтермальные углекислые и высокотермальные азотно-углекислые. Благодаря низкой (до 50 г/л) минерализации, по сравнению с углеводородными рассолами платформенных областей и прогибов, эти воды характеризуются более высокой относительной концентрацией редких щелочных элементов. Тенденция к увеличению содержания большинства микрокомпонентов в наиболее минерализованных хлоридно-натриевых и хлоридно-натриево-кальциевых углекислых водах наблюдается в нижних зонах водонапорных систем.

В гидростатически экранированных частях структурных зон, в которых происходит формирование металлоносных термальных углекислых вод, между накапливающимися в них микрокомпонентами (цезий, бор, германий, фтор, мышьяк, сурьма, тантал, ниобий) и хлоридами натрия отмечается положительная корреляция.

Средние значения отношений калия к рубидию и калия к цезию колеблются в углекислых хлоридных редкометальных водах в пределах 50—360, уменьшаясь с ростом общей минерализации. Наиболее низкие (0,27) значения отношений калия и рубидия к цезию характерны для Кавказской провинции углекислых редкометальных вод, а самые высокие (6,5—7,3) — для Карпатской.

Корреляционные связи и состав микрокомпонентов в углекислых водах наиболее отчетливо отражают состав и соотношения этих же микрокомпонентов в водовмещающих породах и рудных минералах. Так, например, между содержанием калия и редкими щелочами в углекислых водах и вмещающих вулканогенно-осадочных породах отмечается положительная связь. Величина коэффициентов корреляции и абсолютных содержаний редких щелочей в кислых породах увеличивается при повышении в них содержания глинозема, вулканического стекла, биотита, цеолитов. На участках

разгрузки металлоносных углекислых хлоридных термальных вод в водовмещающих породах обычно присутствуют скопления рудных минералов и битумоидов. Это находит отражение в воде в виде повышенных содержаний соответствующих металлов и водорастворимых органических веществ.

Для углекислых хлоридных вод с минерализацией до 50 г/л характерен следующий концентрационный ряд: B > Li > Sr > Rb > Cs, а с минерализацией более 50 г/л — B > Sr > Li > Rb > Cs. Смещение стронция влево — в группу более устойчивых и поэтому накапливающихся элементов происходит в углекислых рассолах, формирующих состав, за счет выщелачивания соленосных образований.

На тесную генетическую связь наиболее минерализованных (до 130 г/л) углекислых металлоносных рассолов с соседними галогенными бассейнами (Солотвинский и др.) указывает их высокий хлор-бромный коэффициент. Там, где эта связь еще не подтверждена данными бурения (Закарпатская зона глубинных разломов и др.), наличие скрытых на глубине соленосных отложений можно прогнозировать по составу углекислых рассолов. Например, региональное развитие высокоминерализованных (35—40 г/л) углекислых вод и метановых рассолов (100—150 г/л) в Раховской, Магурской, Пеннинской, Мармарошской и Буковинской зонах вдоль региональных глубинных разломов карпатского простирания свидетельствует о присутствии в поднадвиговых частях соленосных отложений.

Место каждого элемента в геохимических рядах зависит и от индивидуальных геохимических свойств элемента, особенно степени его сорбируемости. Например, наиболее сильно склонность к сорбции проявлена у цезия, отличающегося самым большим ионным радиусом: $Cs_{1,67}^{+} > Rb_{1,49}^{+} > Sr_{1,12}^{2+} > Li_{0,68}^{+} > B_{0,23}^{-}$. Примечательно, что данный сорбционный ряд является зеркальным отражением приведенных выше рядов, характеризующих растворимость и устойчивость рудообразующих элементов в хлоридных углекислых водах.

Сопоставление содержаний цезия в углекислых водах и водовмещающих породах Карпат и Малого Кавказа показало, что несмотря на близость концентраций в последних и сходство химического состава вод содержание цезия в углекислых хлоридных водах Малого Кавказа почти на порядок выше вследствие того, что максимальная глубина вскрытия углекислых минерализованных (35—40 г/л) редкометальных вод здесь (Азатаван и др.) в 10—15 раз больше, чем в Закарпатье (Квасы-Раховские). Температура хлоридных редкометальных вод обоих регионов колеблется в одних и тех же пределах (16—50° С). Все это свидетельствует о сильном воздействии на процесс накопления металлов в углекислых водах не только их солевого состава и состава вмещающих пород, но и других природных факторов. Прежде всего к ним следует отнести условия закрытости и тектонической активности продуктивной части водоносного комплекса, в котором протекал процесс накопления металлов. Видимо, не случайно металлоносные

углекислые воды тяготеют к наиболее гидростатически экранированным поднадвиговым частям геологических структур, отличающимся высокой активностью глубинных термометаморфических процессов.

В отличие от углеводородных металлоносных рассолов платформенных впадин и прогибов углекислые металлоносные минерализованные воды горно-складчатых областей характеризуются более высокими величинами отношений хлора и карбонатных ионов к указанным выше микрокомпонентам и более низкими отношениями к последним калия. Этот сдвиг концентрационных отношений в углекислых водах обусловлен большей интенсивностью накопления данного комплекса микрокомпонентов по сравнению с макрокомпонентами. Наиболее легколетучие из них могут «накладываться» вместе с углекислотой и другими газами в зоне высоких температур и давлений на солевой состав вод. Подтверждением этому является обнаружение аномальных концентраций бора, фтора и других легколетучих редких компонентов в слабоминерализованных углекислых гидрокарбонатно-натриево-кальциевых водах Сахалина, Советских и Польских Карпат. Сравнительно менее низкие величины Eh (0,01—0,02 В) в углекислых металлоносных водах по сравнению с углеводородными рассолами свидетельствуют о слабовосстановительных условиях их формирования в менее гидрогеологически закрытых, тектонически нарушенных трещинных водонапорных системах, в которых водовмещающие породы не содержат таких крупных скоплений органических веществ, как в осадочных образованиях платформенных впадин.

Области активного вулканизма

Отличительной чертой солевого состава азотно-углекислых термальных вод этих областей является невысокая минерализация и преимущественно хлоридно-натриевый или хлоридно-натриево-калиевый состав.

Несмотря на небольшие абсолютные содержания микрокомпонентов (рубидий до 2,5 мг/л, цезий до 0,72 мг/л, мышьяк до 10 мг/л и др.) азотно-углекислые высокотермальные воды, благодаря низкой (до 5—12 мг/л) минерализации, характеризуются повышенной относительной концентрацией рубидия и цезия. Это свидетельствует о большом влиянии на накопление микрокомпонентов глубинных термометаморфических процессов, интенсифицируемых активным вулканизмом и высокой плотностью эндогенных тепловых потоков.

В результате многомерного корреляционного анализа (рис. 43, 44) установлена определенная направленность изменения геохимических связей редких элементов и солевых компонентов в зависимости от пространственного соотношения металлоносных термальных вод с активными вулканическими очагами, величиной хлоридности и термальности вод. Так, например, положительные связи редких элементов с кремнекислотой, хлором, температурой и pH

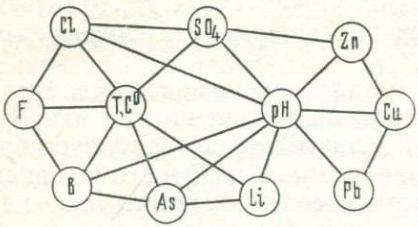


Рис. 43. Диаграмма корреляционных связей химических компонентов в кислых фумарольных термах Камчатско-Курильской вулканической зоны

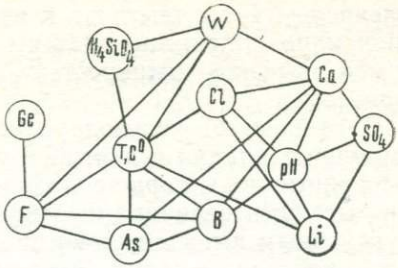


Рис. 44. Диаграмма корреляционных связей химических компонентов в азотно-углекислых водах Больше-Банной гидротермальной системы

по мере приближения к активным вулканическим очагам расширяются как по набору элементов, так и по силе связей.

Между сопутствующими редким щелочам микроэлементами (вольфрам, мышьяк, бор) и кальцием азотно-углекислых вод наблюдается отрицательная связь, позволяющая сделать вывод об ухудшении устойчивости соединений этих элементов в процессе увеличения концентрации ионов кальция.

По относительному содержанию и ассоциациям микрокомпонентов азотно-углекислые высокотемпературные воды, распространенные в областях активного вулканизма, весьма сходны с субтермальными углекислыми водами областей молодого (потухшего) вулканизма, что указывает на ведущую роль процессов глубинного термометаморфизма в накоплении в них микрокомпонентов. Нарастание упругости углекислого газа с глубиной наряду с температурной инверсией также подтверждает этот вывод.

Итак, анализ гидрогеохимических условий рассеяния и накопления рудных и сопутствующих микрокомпонентов в глубоких подземных водах различных структурных областей показал, что их концентрирование начиналось всегда в морских условиях, а завершалось в глубоких водоносных горизонтах при сопряженных во времени и пространстве вулканических и термометаморфических процессах.

Аномальная кислотность металлоносных рассолов кальциевого и магниевого типов на глубинах более 3 км может быть объяснена накоплением свободных катионов водорода в результате радиолитических процессов распада молекул воды в глубоких зонах аномально высоких температур и сверхвысоких давлений.

Палеогидрогеологические условия

Различные методы изучения истории развития глубоких артезианских бассейнов освещены во многих работах [Басков, 1976; Валуконис, Ходьков, 1978; Галицын, 1970; Карцев, 1972; Колодий,

Кудельский, 1972; Новые данные..., 1970; Овчинников, 1970; Пиннекер, 1966; Смирнов, 1974 и др.].

В последние годы в литературе все чаще стали обсуждаться вопросы эволюции состава морей и океанов в связи с выявлением новых соленосных формаций в древних отложениях Восточной Сибири, а также вопросы формирования генетически связанных с ними металлоносных рассолов [Капченко, 1964; Яншин, Жарков, Казанский, 1977].

По мнению Р. Гаррелса и Ф. Маккензи [1974], в самом начале своего развития мировой океан имел хлоридный (почти бессульфатный) состав, благоприятный для накопления разнообразного комплекса металлов (медь, цинк, свинец, литий, рубидий, цезий, стронций, золото и др.). Активная вулканическая деятельность носила главным образом эффузивный характер.

Реакции взаимодействия вод и пород сопровождались выделением большого количества углекислоты, метана и водорода. Вследствие широкого распространения кремнисто-железистых и других силикатных формаций в океанической воде накапливалось железо, марганец, алюминий, органическое вещество. В процессе эволюции окислительно-восстановительных процессов морские воды обогащались сульфатами и свободным кислородом. Бóльшая часть последнего вместе с углекислотой выделялась в атмосферу. В результате взаимодействия с карбонатными породами и начавшегося фотосинтеза морские воды к середине палеозоя становятся идентичными современным. В газовой оболочке Земли и поверхностной гидросфере начинает преобладать азот.

Под влиянием геостатического давления на стадии диагенеза поровые металлоносные растворы отжимались в ослабленные трещиноватые зоны глубинных разломов. Наименьшему уплотнению по сравнению с другими глинистыми разностями (монтмориллонитовые, каолинитовые и др.) подвергались гидрослюдистые глинистые образования, сохранившие вследствие этого максимальное число поглощенных микрокомпонентов.

Анализ взаимосвязи между возрастом водовмещающих пород платформенных впадин и средней концентрацией в них редких щелочных элементов (рис. 45) показал, что наиболее благоприятные условия для накопления этих элементов, а также стронция и бария в древних глубокопогребенных структурах были в нижнепалеозойских подсолевых водоносных горизонтах. Этот вывод хорошо согласуется с данными исследований А. Л. Яншина, М. А. Жаркова и Ю. П. Казанского [1977 г.] кембрийских отложений Восточно-Сибирской платформы. С кембрия до перми в солеродных бассейнах впадин данной платформы периодически осаждались калийные соли хлоридного типа (сильвинитовые, карналлитовые), что свидетельствует о преимущественно хлоридно-калиево-натриевом составе исходной нижнепалеозойской рапы, наиболее благоприятной для концентрирования разнообразного комплекса микрокомпонентов: стронция, бария, бора, йода, брома, редких щелочных и большинства тяжелых металлов.

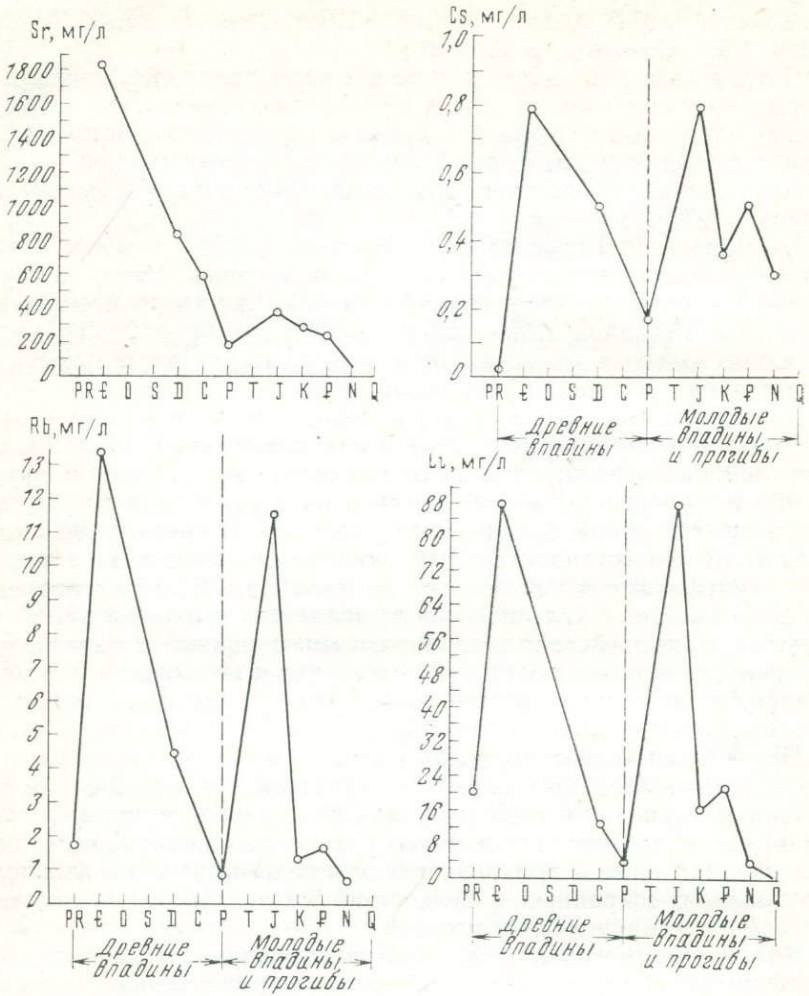


Рис. 45. Зависимость концентрации редких элементов от возраста водовмещающих структур

Позднее на границе перми и триаса палеогидрогеологические условия, судя по падению средних концентраций этих элементов в рассолах, существенно изменились. По мнению Ю. Ф. Кореннова [1974 г.], это объясняется изменением химического состава морских бассейнов в сторону увеличения их сульфатности, вызвавшей образование труднорастворимых сульфатных соединений редких элементов. Состав пермских соленосных отложений во всех галогенных провинциях соответственно характеризуется более пестрым составом. Наряду с хлоридными солями в них широко распространены кизеритовые, каинитовые, полигалитовые и другие сульфатные соляные минералы.

По периферии солеродных бассейнов обычно осаждались хлоридно-магниевые соли бишофитового и тахгидритового типов, что повлияло на распространение металлоносных рассолов (см. рис. 11, северную и западную окраины Прикаспийской впадины).

Наряду с эволюцией состава галогенных отложений и генетически связанных с ними подземных рассолов изменялся и термобарический режим приповерхностных зон земной коры. Температура вод от архея до начала палеозоя понизилась примерно в 3—5 раз.

В мезозойских впадинах и прогибах накопление микрокомпонентов в рассолах наиболее интенсивно происходило в юрских подсолевых горизонтах и главным образом в зоне глубинных долгоживущих разломов, образовавшихся в период погружения дна солеродных бассейнов, сопровождавшемся также интенсивными процессами подводного вулканизма.

С появлением новых данных о наличии мощных толщ эвапоритов в Мексиканском заливе, Красном и Средиземном морях гипотезы о формировании соленосных образований и металлоносных термальных рассолов этих бассейнов уточняются. На основании признаков как мелководного (слоистость осадков, окатанность зерен доломита, наличие включений пирита, показатели изотопного состава серы, низкое содержание брома и др.), так и глубоководного (огромная мощность соленосных и терригенно-глинистых толщ) бассейнов предлагается новая гипотеза «периодически усыхавшего глубоководного бассейна». Для образования 3—4-километровой толщи эвапоритов считается достаточным семь-восемь морских циклов трансгрессий и регрессий, вызывавших периодическую изоляцию солеродного бассейна от океана и садку солей.

Находки остатков влаголюбивой растительности, которая скорее всего приносилась подземными водами с окружающей суши, а также нормальносоленой фауны в песчано-глинистых прослоях соленосных моласс Предкарпатского прогиба согласуются с процессом современного их накопления в соленосных образованиях морских заливов Каспийского и Средиземного морей (Мертвое море, Кара-Богаз-Гол и др.). Гидрохимические аномалии в них редких элементов тяготеют к зонам глубинных разломов, по которым разгружаются металлоносные подземные рассолы. Источником металлов, по мнению одних исследователей, являются вмещающие породы, других — эндогенные подкоровые флюиды. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет лишь высказать предположение о тесной взаимосвязи во времени и пространстве процессов формирования металлоносных термальных рассолов в платформенных впадинах и прогибах с происходящими в период их погружения процессами глубинного термометаморфизма и дизъюнктивных тектонических движений.

Пространственное совмещение и сходство палеогидрогеологических условий образования месторождений калийных солей, нефти и металлоносных углеводородных рассолов в глубокопогребенных экранированных структурах платформенных впадин и прогибов

являются показателем одинаково благоприятных условий их сохранения, а возможно и парагенетической связи.

В пределах горно-складчатых регионов условия формирования металлоносных рассолов весьма неоднородны, поэтому палеогидрогеологический анализ их формирования целесообразно производить применительно к конкретным гидрогеологическим структурам. На рис. 46 схематично показаны основные этапы формирования металлоносных рассолов в молодых прогибах, окаймляющих альпийские горно-складчатые области на примере наиболее изученного нами Карпатского региона.

Углекислые рассолы (до 50 г/л), обогащенные микрокомпонентами, формировались в тектонически активных районах, пространственно тяготеющих к периферийным частям молодых неогеновых солеродных бассейнов. Их менее высокая степень метаморфизации по сравнению с углеводородными металлоносными рассолами платформенных впадин выражена пониженным содержанием кальция и в соотношениях натрия к хлору, хлора к брому и других макро- и микрокомпонентов. В отличие от углеводородных рассо-

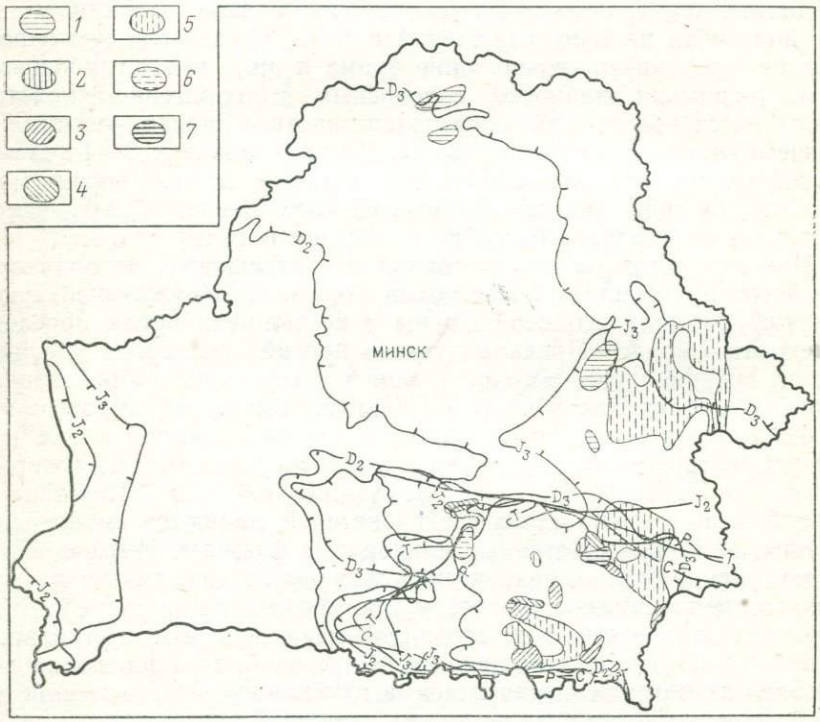


Рис. 46. Карта-схема аномалий меди в осадочном чехле Белоруссии. Составил В. Е. Бордон.

Границы распределения отложений и аномальных участков в них: *1* — среднедевонских; *2* — верхнедевонских; *3* — каменноугольных; *4* — среднеюрских; *5* — верхнеюрских; *6* — пермских; *7* — триасовых

лов, формирование углекислых металлоносных рассолов протекало в условиях более напряженного термометаморфического, вулканического и тектономагматического режима. Это нашло отражение в более высоких абсолютных и относительных концентрациях мышьяка, фтора, бора, сурьмы, цезия и других летучих микрокомпонентов в углекислых рассолах.

Высокая концентрация агрессивной углекислоты компенсирует слабую закрытость гидрогеологических структур в складчатых областях, вызывая в результате интенсивных процессов выщелачивания вмещающих пород накопление микрокомпонентов в водной фазе. Вопрос об источниках микрокомпонентов в углекислых рассолах рассматривается также с разных позиций. Одни исследователи отдают предпочтение вмещающим породам [Крайнов, 1973 и др.], а другие [Ломоносов, 1974 и др.] — эндогенным флюидам. Не отрицая полностью влияния глубинных магматических процессов на накопление микрокомпонентов в углекислых рассолах, авторы настоящей работы на примере конкретных геологических районов их распространения показали тесную связь между ассоциациями микрокомпонентов в углекислых водах и водовмещающих породах. Таким образом, рассматривая углекислоту как продукт глубинных термометаморфических процессов, нам представляется более убедительным считать основным источником микрокомпонентов в углекислых рассолах соответствующие типы пород. При этом последние, как правило, залегают на значительных глубинах в гидростатически экранированных частях водовыводящих разломов и могут не соответствовать петрохимическому составу пород, слагающих открытые и даже закрытые очаги разгрузки углекислых вод.

Глава V.

О РОЛИ ГЛУБОКИХ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Анализу возможной роли глубоких рассолов в формировании различных типов жидких и твердых полезных ископаемых посвящены работы Г. Ю. Валукониса и А. Е. Ходькова [1978], Л. М. Лебедева [1975], Е. А. Баскова [1976], Д. И. Павлова [1975], В. И. Дворова [1975], Р. Н. Валеева [1978], В. И. Смирнова [1970], Н. М. Страхова [1963], Ч. Девидсона [Davidson, 1966], Д. Уайта [1970] и других исследователей.

Авторы настоящей работы, исходя из геолого-структурных, гидродинамических, геотермических, гидрогеохимических, палеогидрогеологических условий формирования металлоносных рассолов, стремились определить роль последних в локализации различных типов месторождений полезных ископаемых и показать природу их образования и сохранения на конкретных структурах. Для решения этих вопросов необходимо рассмотреть: 1) характер распределения микрокомпонентов в породах; 2) гидрогеохимические факторы накопления микрокомпонентов в породах; 3) литологические и геолого-структурные условия рудообразования. Выявленный механизм рудообразования для одного из гидрогеологических бассейнов с соленосными отложениями далее рассматривается на других подобных регионах.

Анализ роли металлоносных вод в формировании осадочных полезных ископаемых в горно-складчатых районах и областях активного вулканизма произведен на примере Карпат и Камчатки.

Характер распределения микрокомпонентов в породах. На примере Припятской впадины (см. гл. III) было показано зональное распределение микроэлементов в водовмещающих породах и охарактеризованы три основных типа их аномальных содержаний в главные эпохи накопления.

В работе В. Е. Бордона [1977] приводятся карты-схемы аномалий ванадия, титана, циркония, меди в осадочном чехле Белоруссии. Рассмотрим карту-схему только для аномалий меди, ибо остальные в общих чертах аналогичны ей. Аномалии, как правило, приурочены либо к границам распространения отложений, в которых они обнаружены (см. рис. 46), либо к зонам активизации поперечных глубинных разломов (см. рис. 6). Именно в этих зонах возможно смешение поступающих из нижнего гидрогеологического этажа напорных хлоридных вод под- и межсолевого комплексов с инфильтрационными водами верхнего гидрогеологического этажа.

Г. И. Морозов, М. А. Рынский и Т. А. Старчик [1976] характеризуют поперечные глубинные разломы (Малынско-Симонович-

ский и Домановичско-Заозерный) как разломы древнего, допалеозойского заложения и развития. Этим глубинным разломам фундамента в платформенном чехле соответствуют зоны резкой активизации тектонических подвижек, особенно на решающем (лебедянско-каменноугольном), а также завершающем (пермско-антропогеновом) этапах развития. Анализ палеоструктурных карт поверхности семилукского горизонта Припятской впадины в начале ливенского, лебедянского и пермского времени позволил этим авторам установить, что структуры, тяготеющие к зонам поперечных глубинных разломов, испытали резкие инверсионные перестройки. Так, например, в пределах Речицко-Вишанской зоны поднятий к началу лебедянского времени Восточно-Дроздовская площадь по кровле семилукского горизонта находилась гипсометрически ниже Борисовской площади на 116 м. К началу же пермского времени Восточно-Дроздовская площадь, наоборот, стала располагаться гипсометрически выше Борисовской на 942 м, т. е. амплитуда обратного перемещения кровли семилукского горизонта за лебедянско-каменноугольный этап составила 1058 м. В настоящее время кровля семилукского горизонта в Восточно-Дроздовской площади залегает на 830 м выше, чем в Борисовской, т. е. на пермско-антропогеновом этапе произошло обратное относительное перемещение рассматриваемых участков на 112 м.

Активизация поперечных глубинных разломов на решающем и завершающем этапах тектонического развития Припятской впадины оказала значительное влияние на распределение нефти, газа и осадочных аномалий. Интенсивные инверсионные перестройки содействовали значительному переформированию и разрушению ранее существовавших газонефтяных залежей и созданию металлоносности осадочного чехла.

Гидрогеохимические факторы накопления микроэлементов в породах. В результате смешения метановых металлоносных хлоридных рассолов под- и межсолевых водоносных комплексов с надсолевыми сероводородными сульфатными водами происходит изменение состава растворимых соединений металлов — распад их хлоридных форм и осаждение в виде сульфидных соединений (MeS_n^m). Некоторая часть металлов образует труднорастворимые сульфатные соединения, также осаждающиеся в виде соответствующих рудных минералов ($MeSO_4$). При смешении сульфатных и хлоридных вод с гидрокарбонатными и карбонатными карбонатные формы минералов выпадают в осадок ($MeCO_3$).

Таким образом, независимо от состава осадочных месторождений (серные, полиметаллические, целестин-баритовые, марганцевые), все они связаны с длительно функционирующими очагами разгрузки и зонами смешения металлоносных углеводородных хлоридных рассолов кальциевого типа с менее минерализованными сероводородными и азотными сульфатными и гидрокарбонатными водами. Происходящие в связи с этим эволюции солевого и газового состава вод и изменение Eh — pH вызывают соответствующую эволюцию водных форм рудных элементов: от наиболее раствори-

мых хлоридных ($MeCl_m$) до менее растворимых сульфатных ($MeSO_4$), гидрокарбонатных ($MeHCO_3$ и др.) и гидроксокомплексных (MeOH и др.) соединений.

Главные носители и концентраторы рудных элементов, какими являются для всех типов месторождений углеводородные хлоридно-кальциевые рассолы, как показано в предшествующих главах, проходят предварительно длительную стадию термометаморфизации под водонепроницаемым экраном глинистых или соленосных образований.

Литохимические и геологоструктурные условия рудообразования. Осадконакопление руд происходило в основном в прибрежных мелководных частях бассейнов, составляющих периферическую часть более крупных акваторий [Попов, 1966]. В пределах этих бассейнов в связи с дифференциальными тектоническими движениями возникали локальные депрессии, впадины, седиментационные мульды и разделяющие их поднятия. В понижениях и впадинах для бассейнов возникала застойная обстановка, где накапливалась органика, развивалась бактериальная деятельность. В донных карбонатных илах создавалось сероводородное заражение и резко восстановительная среда, благоприятная для сульфидообразования и осаждения тяжелых металлов: меди, свинца, цинка, серебра и др.

Другим процессом минералообразования является выполнение трещин. Так, например, наиболее интенсивное формирование трещин в меж- и подсолевых отложениях Припятской впадины было связано с главной фазой стадии рифтового грабена. Выполнение трещин весьма разнообразно: кальцит, ангидрит, целестин, барит, доломит, галит, пирит, халцедон, кварц, флюорит и др. [Махнач, 1978]. Наряду с трещинами, выполненными одним минералом, встречаются трещины полиминерального выполнения. Очень редки трещины, нацело заполненные продуктами деформаций вмещающих пород (глинка трения и т. д.). Последнее, как отмечает А. А. Махнач, говорит о формировании трещин в процессе растяжения и о том, что кристаллизация наиболее раннего минерала трещины во времени практически совпадала с проявлением дислокаций. В ослабленные зоны внедрялись меж- и подсолевые рассолы, где изменялись их физико-химические параметры вследствие падения давления и температуры, смешения с инфильтрационной водой, взаимодействия с вмещающими породами.

Аналогичная направленность в минералообразовании наблюдается и в Афгано-Таджикской впадине. На рубеже позднеюрской и раннемеловой эпох здесь происходило интенсивное поднятие Таджикской депрессии и окружающих ее областей. Большой бассейн, в котором происходило интенсивное накопление хемогенных осадков, сократился в размерах и распался на ряд бассейнов, лежащих в пределах континентальной равнины. В валанжин-нижнеготеривское время здесь происходило накопление пестроцветных и красноцветных терригенных образований значительной мощности. От верхнеготеривского времени до аптского включительно развитие

рассматриваемой области протекало в обстановке частой смены континентальных условий лагунными и морскими. Среди пестроцветных и красноцветных терригенных образований встречаются прослои серых и зеленых глин. Новое, более значительное опускание территории началось в альбе.

Имевшее место накопление меди в депрессии связано с трансгрессией моря в карабильское (валанжин-берриас), окузбулакское (нижний апт и верхний баррем) и каракузское (нижний альб и верхний апт) время, причем максимум падает на каракузское время [Карпунин, 1966].

Итак, формирование осадочных рудопроявлений меди в Таджикской депрессии происходило в переходное между первым и вторым меловыми подэтапами время. Первый подэтап, охватывающий неокомское и частично аптское время, характеризуется в основном континентальными осадками, сменяемыми впоследствии в южных районах лагунными и прибрежно-морскими образованиями. Второй подэтап, охватывающий время от апта до сенона включительно, характеризуется сменой континентальной седиментации морской. Этот этап отличается усилением прогибания территории в альбский и нижнетуронский века и пульсирующими колебательными движениями в сеномане, верхнем туроне и сеноне [Лебзин, 1971].

Наиболее удобным местом для концентрации медных минералов были зоны формирующихся разломов: Вахшского, Дарваз-Каракульского, Западно-Бабатагского (см. рис. 14 и рис. 47), где активно происходила разгрузка подсолевых (келловей-оксфордских) и внутрисолевых (киммеридж-титонских) хлоридных рассолов и их смешение с надсолевыми сероводородными сульфатными водами.

Рудопроявления меди располагаются стратиграфически ниже, чем проявления свинца и цинка [Карпунин, Заболотнов, 1966]. Свинцово-цинковое оруденение приурочено к осадкам сеномана и турона, т. е. к этапу пульсирующих колебательных движений, где создается возможность встречи растворенных хлоридных соединений свинца и цинка с гидрокарбонатными водами и последующее их осаждение. А. М. Карпунин и А. С. Заболотнов [1966] отмечают, что в разрезе нижнего мела медная минерализация наблюдается во многих литологических разностях пород: конгломератах, песчаниках, алевролитах и глинах, хотя чаще всего она присутствует в песчаниках, содержащих обугленные растительные остатки. Проявления свинца и цинка встречены в темно-бурых глинах и карбонатных породах — известняках и известковистых песчаниках.

Другим не менее интересным в этом отношении районом является Приуральская область. В пределах восточной окраины Русской платформы и частично Предуральского прогиба широко распространены верхнепермские медистые отложения [Стратифицированные..., 1973]. Проявления стратифицированных медных руд в Приуралье приурочены к различным частям фациального профиля верхнепермских пестроцветных отложений — от континенталь-

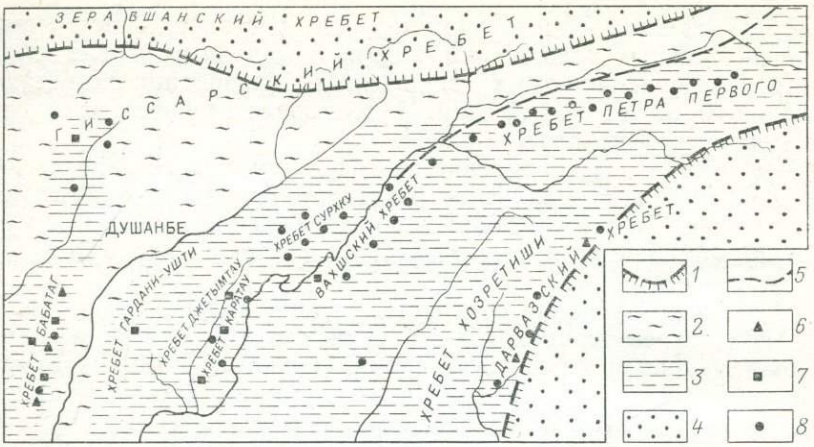


Рис. 47. Схема расположения рудопроявлений меди в Таджикской депрессии (с элементами палеогеографии в эпоху отложений каракузской свиты нижнего мела). Составил А. М. Карпунин.

1 — предполагаемые границы областей сноса; *2* — морской бассейн; *3* — аллювиальные и прибрежные равнины, лагуны, озера; *4* — области сноса; *5* — Вахшский разлом; *6—8* — рудопроявления медистых песчаников в породах свит (*6* — яванской, *7* — обигармской, *8* — каракузской)

ных до морских. Большинство проявлений меди располагаются в переходной зоне сочленения морских и континентальных фаций.

Рудопроявления меди в Приуралье сосредоточены в трех тектонических позициях (рис. 48). Местоположение западной группы рудопроявлений трассируется зоной наиболее глубокого и протяженного субмеридионального Удмуртского разлома, который прослежен на 700 км между населенными пунктами Янгель на севере и Кинель на юге [Суворов, 1973]. Зона Удмуртского регионального разлома в основном совпадает с линией подземного выклинивания гидрохимических осадков кунгура (см. рис. 11), где происходит скрытая разгрузка хлоридных рассолов подсолевых и кунгурских внутрисолевых отложений. Северная группа рудопроявлений приурочена к зоне Предуральского меридионального разлома. Наибольшее их число сосредоточено в зоне пересечения Предуральского разлома с субширотным Кировским. Южная группа расположена в зоне сочленения Северного бортового уступа Прикаспийской синеклизы с Предуральским прогибом. Сведения об этих тектонических узлах и закономерностях распространения рассолов приведены выше (см. гл. III). Именно здесь создавались наиболее «удобные» условия для разгрузки подсолевых ($D_3 — C_1 — P_1art$) и внутрисолевых кунгурских металлоносных рассолов, а в южной части региона — и казанских.

Позднегерцинская фаза тектогенеза выразилась в резком оживлении глыбовой тектоники фундамента платформы, в особенности в возрождении и инверсии древних рифейских и девонских авлакогенов и грабенов. Начиная с поздней перми в связи с активностью

Уральской геосинклинальной системы многие авлакогены и краевые зоны погребенных сводов на востоке платформы интенсивно воздымаются. Особенно это касается Вятской зоны, ставшей в это время границей раздела различных седиментационных бассейнов и превратившейся на новейшем этапе в систему поднятий. Пульсационные напряжения сжатия, которыми охватываются большинство авлакогенов на их завершающей инверсионной стадии развития, приводят к резкому подъему по разломам агрессивных углеводородных рассолов и их инъецированию в инверсионные и приразломные структуры [Валеев, 1978].

Чем мощнее инверсионный процесс, тем больше вероятность формирования месторождения и его поликомпонентность. От числа циклов инверсионных процессов зависит стратиграфический размах рудопроявлений. Данные, приводимые Ю. В. Богдановым и др. [Стратифицированные. . ., 1973] о распределении меди и других металлов в Приуральской области, подтверждают вышеизложенное.

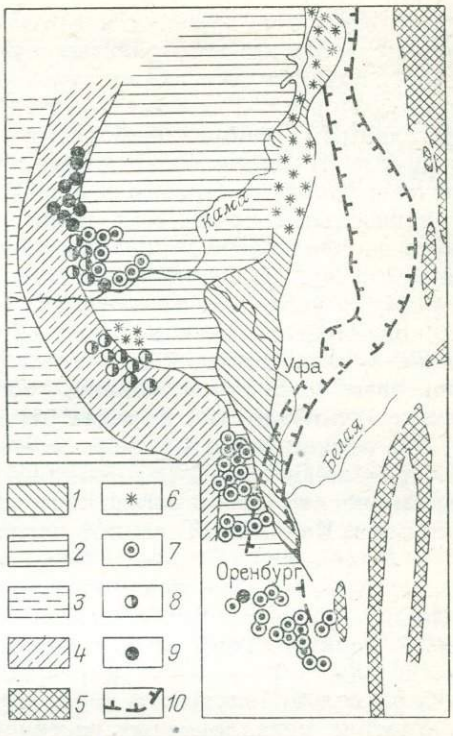


Рис. 48. Схема расположения меди в Приуралье (с элементами палеогеографий). Составил А. М. Лурье по материалам А. В. Пуркина, А. Ф. Баркова, А. М. Кутергина, В. Л. Малытина, Ю. А. Нечаева, Н. Д. Сухарева и Н. И. Чернышева.

1 — уфимская красноцветная толща; *2* — верхнеказанская красноцветная толща; *3* — верхнеказанские морские отложения; *4* — переслаивание морских и красноцветных верхнеказанских отложений; *5* — горная суша (зона сноса); *6—9* — рудопроявления меди, залегающие (*6* — в красноцветах уфимского яруса, *7* — в красноцветах верхнеказанского подъяруса, *8* — в осадках лагун верхнеказанского подъяруса, *9* — в прибрежно-морских осадках верхнеказанского подъяруса); *10* — граница Предуральского прогиба

Если в Пермско-Вятском Приуралье в базальных нижнеказанских отложениях рудные концентрации отсутствуют и в отдельных горизонтах мощностью в десятки сантиметров кларк концентрации меди составляет 20—30, то в Башкирском Приуралье известны рудные горизонты мощностью в десятки сантиметров с кларком концентрации меди 10—40 (при максимальном значении 160). В Оренбургском Приуралье мощность рудных горизонтов, залегающих в низах нижнеказанских отложений, составляет десятки сантиметров — первые метры с кларком концентрации меди 10—160 (при максимальном значении 180). Вместе с тем в этих осад-

ках по мере приближения к Уралу не только возрастают медные концентрации, но и появляется минерализация свинца, цинка, серебра, кадмия и других металлов. Проявления медной минерализации в Пермской и Камско-Вятской областях тяготеют к континентальным и прибрежно-морским осадкам уфимского и казанского ярусов. В Башкирском Приуралье меденосные горизонты приурочены главным образом к отложениям казанского яруса. Лишь незначительные проявления меди встречены в породах уфимского яруса на севере этой территории и в осадках татарского яруса в ее южной части. В Оренбургско-Актюбинском Приуралье медистые отложения установлены не только в породах казанского яруса, но и в континентальных осадочных образованиях татарского яруса, а также триаса. Далее к югу мелкие проявления меди известны в триасовых осадках в районе горы Большой Богдо, а в Приуралье — в осадочных породах палеогенового возраста.

Разгрузкой рассолов верхнедевонских соленосных отложений Днепровско-Донецкой впадины обусловлены медистые отложения картамышской свиты нижнепермского возраста в пределах Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин.

В Прибайкало-Ленском, Присаянском и Приенисейском краевых прогибах Сибирской платформы проявления медной минерализации, приуроченные к верхоленской (эвенкийской) свите среднего — верхнего кембрия и к илгинской (турамской) свите верхнего кембрия, образовались в результате разгрузки нижнекембрийских рассолов Иркутского амфитеатра.

Участие металлоносных рассолов в формировании серных, полиметаллических, ртутных, сурьмяных и других рудопроявлений в предгорных прогибах, горно-складчатых районах и областях активного вулканизма рассмотрено выше на примере Предкарпатского прогиба, Карпат и Камчатки (см. гл. III).

Анализ гидрогеологической раскрытости, связи гидротермальных систем с современными и древними вулканическими процессами, геохимических и гидротермических особенностей их формирования, ассоциаций накапливающихся в водной и твердой фазах микрокомпонентов позволил выявить для каждого типа гидротермальной системы наиболее вероятный тип рудообразующего барьера (табл. 56).

Первый фумарольный тип рудообразующей парогазогидротермальной системы генетически и пространственно наиболее тесно связан с современными вулканическими процессами. Накопление рудных минералов (преимущественно галоидных сульфидных, самородных) происходит в виде жерловых образований под экраном слабопроницаемых спекшихся в кратерной части пирокластических продуктов извержений. По данным разбуривания некоторых зарубежных вулканов (Килауэа и др.) в разрезе жерловых рудопроявлений отмечается следующая геохимическая зональность. Нижняя зона наиболее высокотемпературных вольфрамовых и медно-молибденовых рудопроявлений сменяется средне- и низкотемпературной зоной полиметаллических рудопроявлений цинка

и свинца. Верхняя приповерхностная зона характеризуется преобладанием самородных минералов золота, серебра, ртути и легколетучих галоидов (As, Sb, F, B Br, I). В открытых очагах разгрузки низкотемпературных сернокислых гидросольфатаров осаждаются гидроокислы железа, алюминия, марганца и других тяжелых металлов. У подножия некоторых вулканов при наличии литологического экрана формируются небольшие рудопроявления серного и медного колчедана.

В окаймляющих действующие вулканы депрессиях в толще осадочно-вулканогенных пород сформировались молодые (до 10^4 лет) гидротермальные системы (Паужетская и др.), обогащенные редкими щелочами и другими летучими микрокомпонентами (мышьяк, сурьма, фтор бор и др.). Накопление последних во вмещающих породах происходит в приповерхностной зоне вскипания азотно-углекислых металлоносных термальных вод на паровом барьере под экраном слабопроницаемых лавовых образований. Что же касается редких щелочей, то основным барьером, вызывающим их осаждение из высокотемпературных редкометаллоносных гидротерм, являются наиболее пористые кислые вулканические стекла. Рассеянная минерализация флюорита, самородного золота и серебра приурочена к гидротермально-измененным водовмещающим породам в зоне вскипания и дегазаций перегретых парогидротерм. Большая часть накапливающихся в термальной воде микрокомпонентов соосаждается избирательно с кремнекислотой, сульфатными и карбонатными осадками в зоне дегазации воды и падения ее температуры.

Углекислые субтермальные воды распространены вне зоны влияния современного вулканизма и являются носителями ассоциации всех указанных выше микрокомпонентов, отличаясь от азотно-углекислых гидротерм более высокой концентрацией железа и марганца. Основными типами геохимических барьеров для накапливающихся в них микрокомпонентов являются карбонатно-углекислотный и железисто-марганцевый.

Итак, масштабы и тип оруденения помимо приведенных выше факторов зависят от типа гидротермальной системы и продолжительности функционирования рудообразующих барьеров. Гидротермальная и вулканическая деятельность сопряжена во времени и пространстве только для первых двух типов термальных вод.

На примере анализа распределения свинца в древних вулканогенно-осадочных породах D_3—C_1 Казахстана можно сопоставить образование рудопроявлений в условиях разгрузки металлоносных вод в различных геологических областях: горно-складчатых, платформенных и активного вулканизма (рис. 49).

Восточная группа рудопроявлений связана здесь с Главным поясом эффузивов, который протягивается от Алтая на северо-востоке до Алатау на юге. На протяжении от франского времени до карбона отмечается постепеный сдвиг очагов вулканической деятельности с северо-запада на юго-восток [Константинов, 1963]. В районах Джезказгана и Караганды эффузивная деятельность

Геохимические типы гидротермальных систем	Характер связи гидротермальных систем с активным вулканизмом	Гидрогеохимические условия формирования гидротерм	Типы барьеров, осаждающих микрокомпоненты
Сероводородно-углекислые: а) фумарольные с температурой парогазовых эксгаляций выше 200° С	Непосредственная — в виде очагов разгрузки вулканических эксгаляций в кратерах и на склонах вулканических активных структур	Ультраокислительные (Eh>0,8В; pH<2)	Термобарический, сульфидный, сероводородный, сернокислотный
б) сольфатарные с температурой воды до 200° С		Сернокислые (Eh 0,7—0,8В; pH 2—4)	То же
Азотно-углекислые, парогидротермальные, вскипающие у поверхности с температурой выше 100° С	В зоне влияния активных вулканических процессов; сопряжены с ними во времени и в структурном отношении	Слабовосстановительные (Eh>0,2В; pH 6—8): на глубине — слабокислые (pH 6—6,5)	Паровой, силикатный
Углекислые субтермальные воды с температурой до 80° С	Вне зоны влияния активных вулканических процессов; наиболее тесная связь с глубинным термометаморфизмом	Восстановительные (Eh<0,1В: pH 5,5—6,8)	Газовый, карбонатный, железисто-марганцевый

затухала уже в среднем девоне. В северо-западном Прибалхашье она достигала максимума во франское время и, заметно угасая в фамене, все же не прекращалась в эпоху D_3—C_1. Далее к востоку она с большей интенсивностью проявилась в верхнем девоне, карбоне и перми. Большинство эффузивных очагов было континентального характера. В целом, образование этой группы древних рудопроявлений происходило примерно так же, как в охарактеризованных выше очагах разгрузки термальных вод областей активного вулканизма.

Рудопроявления же Джезказганского и Атасуйского районов, а также Западного Прибалхашья и района Каратау образовались в результате разгрузки под- и внутрисолевых верхнедевонских хлоридных рассолов Чу-Сарысуйского бассейна при дальнейшем их смешении с надсолевыми сульфатными и гидрокарбонатными водами (рис. 50). Наиболее интенсивно рудообразование происходило в районе Каратау, где инверсионный процесс был макси-

Таблица 56

гидротермальных систем

Ассоциация накапливающихся в воде микрокомпонентов	Типичный солевой состав гидротерм	Примеры осаждающихся из термальной воды минералов	Примеры гидротермальных изменений вмещающих пород
Fe, Al, Mn, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, B, F, As, Sb, Hg	$\frac{Cl}{H,\ NH_4}$	Сульфиды меди, цинка, свинца, железа, алюминия, ртути, мышьяка	Аргиллитизация, каолинизация, алунитизация и опалитизация, вторичное окварцевание и др.
Mn, Cu, Zn, Fe, Al, Ag, As, Sb, Hg, Co	$\frac{SO_4\ HSO_4}{Fe,\ Al,\ Ca}$	Самородные: золото, серебро и др.	То же
Li, Rb, Cs, As, F, Sb, B, Ge, Mo, W	$\frac{Cl}{Na,\ Ca,\ K}$	Флюорит, антимонит, реальгар, аурипигмент, самородные серебро, медь и др.	Окремнение, карбонатизация, цеолитизация, хлоритизация, серицитизация и др.
Li, Rb, Cs, As, B, Ge, F, Mn, Fe, Sb, Hg, Au	$\frac{Cl\ HCO_3}{Na}$	Окислы железа и марганца, реальгар, аурипигмент, давсонит и др.	Ожелезнение, омарганцевание, карбонатизация, монтмориллонитизация и др.

мальным. Здесь же отмечается и большая поликомпонентность рудопроявлений (медные, свинцовые, цинковые и др.).

Горячие рассолы Красного моря и их осадки в депрессиях представляют одну из возможных современных моделей рудообразования [Дзоценидзе, 1972]. Рассол во впадине Атлантик II имеет температуру 56,5°, соленость 25,6%. Кислород в них отсутствует. Между нормальной морской водой и рассолом образовалась зона «переходной воды» с температурой 44,2° и соленостью 12,3%. Кислород здесь также отсутствует. П. Бривер и Д. Спенсер [Brever, Spencer, 1969], изучив химический состав глубоких рассолов и переходных типов вод, установили, что в 44-градусном рассоле впадины Атлантик II 99% железа выпадает из раствора, в то время как в нижнем 56-градусном рассоле железо остается в растворе. Это объясняется тем, что при соприкосновении бескислородных хлоридных кальциево-натриевых металлоносных рассолов с кислородными сульфатно-хлоридными магниево-натриевыми морскими

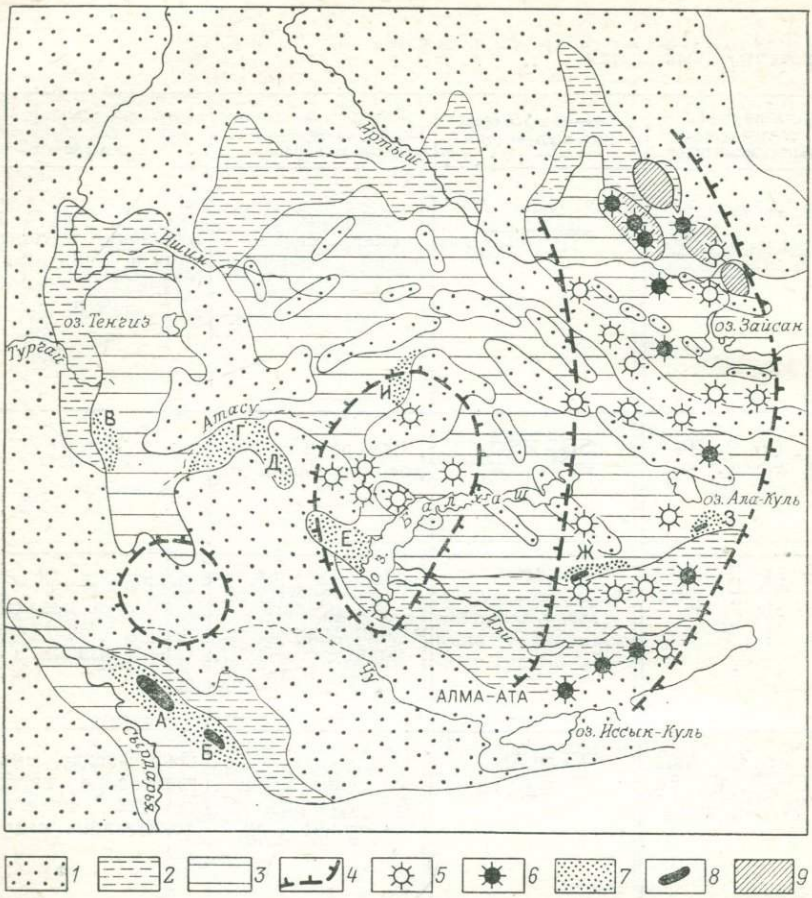


Рис. 49. Схема расположения свинцового оруденения в отложениях верхнего девона Казахстана. Составил М. М. Константинов по данным Н. Г. Кассина, В. Ф. Беспалова, Г. А. Островской.

1 — суша; *2* — зона лагун и дельт; *3* — море; *4* — примерные контуры областей эффузивной деятельности; *5* — центры эффузий кислой магмы; *6* — то же основной магмы; *7* — район свинцового оруденения с содержанием ниже промышленного; *8* — свинцовоносные районы с промышленным содержанием; *9* — полиметаллические районы Алтая

Районы: а — Ц. Каратау; б — Байджансайский; в — железорудные месторождения с повышенным содержанием свинца и цинка; г — Атасуйский; д — Мийканар; е — Западно-Прибалхашский; ж — Текели; з — Сары-Чалданский; и — Беркара

водами железо быстро окисляется или переходит в сульфидную форму и осаждается. Значительное количество цинка, меди, кобальта и свинца также выпадает из этой переходной водной зоны.

В природных осадках впадины Красного моря выделяются слои (фации) железистого монтмориллонита, аморфного гётита, сульфидов, мангансидерита, ангидрита и манганита с содержанием окислов железа до 67%, марганца до 35,5%, цинка до 12%, меди до 4,5%. Месторождение может образовываться лишь при нали-

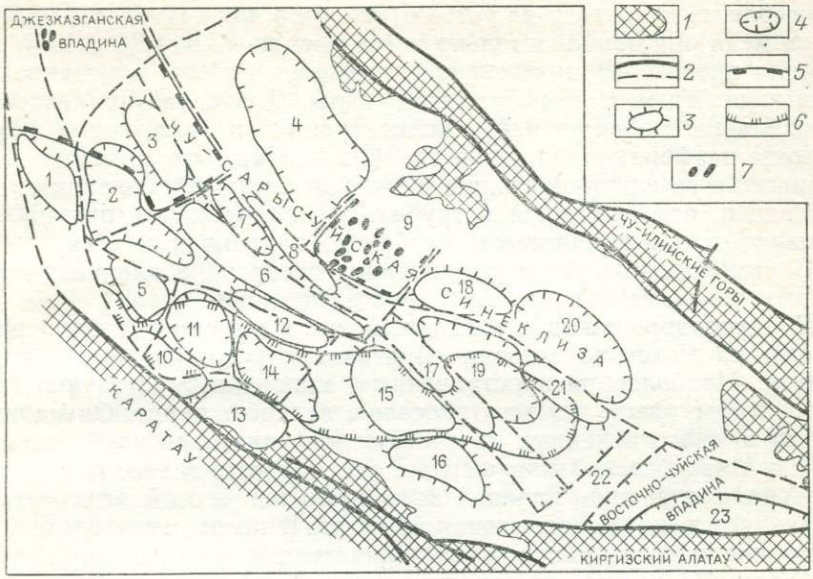


Рис. 50. Тектоническая схема Чу-Сарысуйского бассейна (по Ф. Е. Синицыну и Н. Р. Хромовой, 1969 г.).

1 — выходы на поверхность пород фундамента; *2* — основные тектонические нарушения; *3* — положительные структуры; *4* — отрицательные структуры; *5* — граница распространения верхнедевонских соленосных отложений; *6* — то же пермских соленосных отложений; *7* — соляные купола. *Структурные элементы* (цифры на карте): *1* — Улутау-Каратауский вал; *2* — Кокпансорская впадина; *3* — Тагмалинское поднятие; *4* — Тесбулакская впадина; *5* — Бугуджильский вал; *6* — Тастинское поднятие; *7* — Кызымчекский прогиб; *8* — Уванасский вал; *9* — Причуйская солянокупольная седловина; *10* — Кашкабулакское поднятие; *11* — Сузакская впадина; *12* — Ожирай-Тюбинский вал; *13* — Итмурунское поднятие; *14* — Байкадамская впадина; *15* — Таласский вал; *16* — Аккульский выступ; *17* — Коскудук-Нарбайский вал; *18* — Муюнкумский вал; *19* — Причуйская впадина; *20* — Муюнкумская впадина; *21* — Центрально-Муюнкумский вал; *22* — Курагатинский вал; *23* — Фрунзенский прогиб

чии глубоких впадин на дне моря, когда осаждающиеся вещества не рассеиваются по всей площади дна бассейна, а концентрируются в виде одного слоя или многих слоев разной мощности во впадинах, защищенных от размыва волнениями и донными течениями.

Процессы современного минералообразования в пределах Челекенской геотермальной металлоносной системы рассольного типа подробно разобраны Л. М. Лебедевым [1975]. Им выявлены минеральные образования, осаждающиеся при разгрузке как отдельных типов рассолов, так и их смесей. Так, при разгрузке хлоридных натриево-кальциевых рассолов со специфическим составом газов, среди которых преобладают азот, водород и углеводороды, происходит осаждение самородных форм металлов. Отложение и накопление самородных свинца и меди в скважинах хорошо согласуется с полученными Л. М. Лебедевым данными по уменьшению концентраций этих металлов в рассолах по мере движения их в стволе скважины из области перфорации к устью. В условиях водоносного горизонта наибольшая разность между содержаниями

в рассоле на глубине и на устье отмечается для свинца (36 : 2,85), а для меди она приблизительно вдвое меньше (7,6 : 1,28). Соответственно происходит интенсивное отложение свинца, а количества отлагающейся меди несопоставимо малы. Для цинка практически не наблюдается изменений в концентрациях и осажденных форм от зоны перфорации до устья скважины. Даже среди элементов-примесей в самородном свинце цинк, как и кадмий, нехарактерен.

Свинец, отлагающийся в трубах, ассоциирует, как правило, с незначительным количеством карбоната кальция и магния.

В самородном свинце установлены следующие элементы-примеси: мышьяк, серебро, сурьма, молибден, олово.

С сероводородными хлоридными натриево-кальциевыми рассолами на Челекене связано образование различных сульфидов железа. Наиболее распространенным минералом, образующимся в результате разгрузки этих рассолов, является пирит. Он наблюдается в многочисленных источниках Чохрака, Алигул-Куртепинской и Мирзабекской нарушенных зон, а также в каптажных сооружениях скважин. Главной отличительной чертой этих рассолов является их коллоидальная природа. В целом, сероводородсодержащие рассолы могут рассматриваться как сильноразбавленные золи. На выходе из скважин происходит их коагуляция, что обусловливает в конечном счете осаждение аморфного сульфида железа, который при раскристаллизации и последующих преобразованиях переходит в разнообразные сульфиды железа: канзит, макинавит, мельниковит, формируя в заключение единственную стабильную фазу — пирит.

В некоторых промежуточных регулирующих емкостях (чанах) происходит смешение хлоридных натриево-кальциевых рассолов, в газовом составе которых преобладают азот, водород и углеводороды, с сероводородсодержащими рассолами того же солевого состава. В таких случаях осуществляются необходимые условия для образования сульфидов железа и ряда тяжелых металлов: пирита, сфалерита, галенита. В данных условиях отмечают исключительную инертность свинца по сравнению с цинком. Последний почти полностью удаляется из рассолов — концентрации его изменяются от 3,6 (перед смешением) до 0,3 мг/л (область смешения), а содержания свинца в рассолах почти не изменяются: до смешения 4,17 мг/л, в области смешения 3,95 мг/л. В результате сульфиды свинца образуются в ничтожных количествах. Сульфиды меди в этих условиях также не осаждаются.

С разгрузкой хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод с метано-углекислым газовым составом связано образование современных покровов натечного кальцита и арагонита. В настоящее время образование кальцита происходит в руслах ручьев, вытекающих из озер грязевых вулканов Розовый и Западный Порсугель, в одном из источников урочища Алигул, в стволах скважин, трубопроводах, чанах.

В ряде скважин, вскрывающих наиболее глубокие водоносные горизонты верхнего отдела красноцветной толщи, представленные

хлоридными натриево-кальциевыми рассолами и подпитывающиеся по зонам разломов более глубинными сульфатно-натриевыми водами, происходит интенсивное отложение барита. В зоне смешения этих вод в поднятой эксплуатационной колонне длиной 800 м были обнаружены скопления барита в несколько десятков тонн. Максимальное заполнение труб баритом происходило в области перфорации скважины. По направлению к устью скважины мощность баритовых кор уменьшается.

В 1961—1962 гг. в Южной Калифорнии в долине Империал близ оз. Солтон-Си были вскрыты горячие рассолы. Термальные рассолы района характеризуются высокой минерализацией (до 332 г/л) и относятся к хлоридному калиево-кальциево-натриевому типу. Анализом сопутствующих газов установлено преобладание (до 93%) углекислого газа и метана. Сероводород в газовых пробах отмечается в небольших количествах или отсутствует. Температура рассолов на глубине 5000 футов превышает 300° С. Значения pH колеблются от 4,64 до 5,20. В дренажных трубах, отходящих от скважин, из рассолов отлагается осадок, представленный железистым опалом. В опаловой массе установлены следующие минералы: дигенит, борнит, халькозин, штромейрит, арсенопирит, тетраэдрит, халькопирит и пирит. Преобладающими для осадков в целом являются дигенит и борнит.

Итак, современное, непосредственно наблюдаемое образование минеральных агрегатов из металлоносных рассолов подтверждает выявленные авторами данной работы закономерности рудообразования из рассолов в древних процессах.

Основным отличием в выводах авторов данной работы от большинства предыдущих исследователей этой проблемы является направленность процесса. Большинство исследователей: М. М. Константинов [1963], В. М. Попов [1966], А. М. Карпунин [1966], Ю. В. Богданов и др. [Стратифицированные..., 1973], А. И. Перельман [1968] и др., признавая перенос элементов в растворимой водной форме, считают, что вынос этих элементов идет из пород горной суши, обогащенных ими (месторождения, рудопроявления) с последующим осаждением в мелководном бассейне с сероводородным заражением. Авторы данной работы считают основным компонентом выноса под- и межсолевые хлоридные рассолы (в гидрогеологических бассейнах с соленосными отложениями) и хлоридные термы (в областях четвертичного и современного вулканизма).

Участие именно хлоридных рассолов в рудообразовании признают многие авторы, но трактуют это участие по-разному. Сущность заключений большинства из них сводится к тому, что рассолы получали при тектонической активизации возможность перемещения в пространстве и связанной с ними мобилизации переотложения рудообразующих элементов из окружающих пород.

В. И. Смирнов [1970] считает, что только на позднем этапе формирования стратиформных месторождений снабжение метал-

лами осуществлялось циркулирующими на глубине горячими минерализованными водными растворами.

В. Г. Боголепов [1969] вовлекает в гидротермальный процесс минерализованные хлоридные воды только верхнего инфильтрационного этажа при инъецировании магмы в наиболее водообильные области разгрузки этих вод.

Формирование рудообразующих растворов происходило, по мнению Е. А. Баскова [1976] и Д. И. Павлова [1975], путем взаимодействия хлоридных рассолов с интрузивными и вулканогенными образованиями. Сульфиды тяжелых металлов выпадали в осадок из металлоносных рассолов при смешении их с сероводородными водами.

А. И. Германов [1962] использует для образования сероводорода углеводородную составляющую глубоких горизонтов Джезказганского месторождения. За гидротермы на этом месторождении он принимает артезианские воды джезказганской свиты, выщелачивающие рудные элементы из пород.

Ч. Девидсон [Davidson, 1966] считает, что пластовые месторождения золота типа Витватерсранда возникли вследствие циркуляции химически активных пластовых подземных вод, выщелачивающих рассеянное золото в начале их пути и фиксировавших его на участках рудообразования.

Л. М. Лебедевым [1975] впервые, как было рассмотрено выше, на природной модели Челекенской геотермальной системы рассольного типа изучен характер минералообразования при техногенной разгрузке различных типов рассолов.

Авторами данной работы на различных геоструктурных природных моделях установлены гидрогеохимические барьеры осаждения микроэлементов из металлоносных рассолов. В соленосных бассейнах, где присутствуют углеводородные хлоридные рассолы, повышенные содержания микроэлементов в породах наблюдаются в надсолевых отложениях. Причем, для меди, никеля, ванадия, марганца наилучшими условиями для осаждения является зона смешения подсолевых хлоридных вод с сульфатными, а для редких щелочных элементов, стронция, свинца, цинка — зона смешения хлоридных и сульфатных вод с гидрокарбонатными. Смешение вод происходит в зонах выклинивания меж- и подсолевых толщ и на участках высокоамплитудных региональных разломов.

Природные барьеры, вызывающие осаждение микрокомпонентов из воды, разнообразны. Они могут быть классифицированы на следующие основные типы: гидрогеохимические, физико-химические, гидродинамические, литохимические, структурные (табл. 57).

В свою очередь каждый из этих типов подразделяется нами на ряд подтипов, отражающих физическую или геохимическую сущность барьера. Так, например, большая часть тяжелых халькофильных металлов накапливается в изверженных породах складчатых областей на сероводородно-сульфидном барьере, образуя наиболее распространенные типы сульфидных месторождений. Для многих редких элементов (фтор, бор, рубидий, цезий, берил-

Таблица 57

Классификация природных барьеров для химических элементов в системе «вода — порода»

Типы основных барьеров	Подтипы основных барьеров	Характер и состав барьера
Гидрогеохимические	Кислотные (pH<3,5; Eh>0,7В)	Сернокислый, солянокислый
	Щелочные (pH>7,5)	Гидрокарбонатно-карбонатный, гидросиликатный
	Сорбционные (в водной фазе)	Гидроокислы и окислы металлов (Fe, Mn, Al, Si и др.), сульфаты и карбонаты кальция, взвешенные частицы и коллоиды, органические вещества
	Газовые (растворенные)	Кислородный, сероводородный, углекислый
Физико-химические	Испарительные	Сульфатный, карбонатный, хлоридный
	Температурные	Низкотемпературный, высокотемпературный
Гидродинамические	—	Участки перепада скоростей движения вод
Литохимические	Глинистые	Каолинитовый, монтмориллонитовый, гидрослюдистый и др.
	Железистые	Лимонитовый, гематитовый, магнетитовый, пирит-пирротиновый и др.
	Силикатные	Алюмосиликатный, гейзеритовый, кварцевый и др.
	Сульфатные	Гипсовый, ангидритовый, глауберитовый и др.
	Карбонатные	Кальциевый, магниевый, сидеритовый и др.
	Органогенные	Торфяно-болотный, углистый, битумный, нефтяной и др.
Структурные	Пликативные	Антиклинальный, флексурный и др.
	Дизъюнктивные	Сбросовый, надвиговый, закальматированные разломы и др.

лий и др.) в этих же геологических условиях главными геохимическими барьерами являлись силикатные и карбонатные.

В осадочных формациях универсальными барьерами для многих микрокомпонентов, независимо от особенностей миграции в водной фазе, являлись глинистые и органогенные барьеры.

Главную роль в длительном сохранении от рассеяния микрокомпонентов в системе «вода — порода» играли литохимические и структурные барьеры, выполнявшие функцию водонепроницаемых экранов. В тех случаях, когда гидрогеохимические барьеры выходили на поверхность или под водопроницаемую толщу пород, процесс накопления микрокомпонентов сменялся рассеянием.

Глава VI.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ И МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД ЗА РУБЕЖОМ

В зарубежных странах гидроминеральные ресурсы подвергаются довольно интенсивной разработке. Природные минерализованные воды поставляют промышленности бор, бром, иод, хлор, соли калия, магния, натрия и ряд других элементов и их соединений; из редких элементов действительно промышленными масштабами добычи пока характеризуются только литий (США) и в очень небольших количествах рубидий и цезий (КНР, Япония, Новая Зеландия, Италия). При этом эксплуатируются лишь те месторождения, в которых минерализованные воды находятся непосредственно на поверхности (рапа соленых озер) или вблизи поверхности (межзернистая рапа соленых озер и неглубоко погребенных соляных толщ) либо обладают самоизливом (воды минеральных источников и фонтанирующих скважин), или получаются попутно при добыче нефти. Соответственно и исследовательские работы направлены главным образом на те минерализованные воды, которые почти не требуют расходов на добычу. Крупные научно-поисковые и исследовательские работы с целью использования данного вида минерального сырья ведутся уже во многих странах: Франции, Великобритании, Италии, Исландии, Чили, Канаде, КНР, Японии, Новой Зеландии, Индии.

Поверхностная рапа. Наиболее крупными месторождениями поверхностной рапы являются Большое соленое озеро в штате Юта (США) и Мертвое море на границе Израиля и Иордании.

Большое соленое озеро имеет площадь 2,5 тыс. км^2 и глубину 8—15 м. Озеро с 1955 г. разделено дамбой на южную (70% площади) и северную часть Тихоокеанской железной дорогой, которая нарушила равновесие в его солевом режиме. В северную часть озера попадает всего 5% притока пресных вод, из-за чего рапа здесь стала более концентрированной и даже начинается садка солей.

Минерализация воды сильно варьирует в различные времена года, понижаясь весной за счет притока талых вод и уменьшаясь осенью после сильного испарения в летнее время. Соленость не одинакова в разных местах озера, увеличиваясь в периферической части, где во вторую половину года на мелководных участках происходит даже садка солей. Химический состав рапы северной части озера следующий (в г/кг): Ca 0,16—0,31; Mg 11,2—13,5; Na 76—86; K 6,7—7,7; Sr 0,002; HCO_3 0,48—0,52; SO_4 20—27; Cl 141—155; Br 0,086; F 0,005—0,06; I 0,04; B 0,029—0,052; сумма 227—296; общая минерализация 275—370 г/л; плотность 1,21—1,23; pH 7,4—7,7 [Коган, Названова, 1974].

Запасы солей в поверхностной рапе составляют (в млрд. т): NaCl 3,2; $MgCl_2$ 0,63; Na_2SO_4 0,45—54; солей калия 0,1—0,18. Запасы LiCl 4 млн. т, что в пересчете на окись лития составляет примерно 1,3 млн. т.

Рапа озера в течение почти 100 лет использовалась только как источник добычи поваренной соли. И лишь в последние 10—12 лет ведутся исследовательские работы и полупромышленные опыты по организации извлечения из нее хлорида магния, металлического магния, жидкого хлора, гипса, солей калия и лития.

К 1970 г. уже работали три испарительных бассейна последовательного концентрирования рапы с помощью солнечной энергии. В последнем бассейне концентрация хлорида магния достигала 26%. Дальнейшее сгущение рапы осуществляли на магниевом заводе, где получался продукт, содержащий (в %): $MgCl_2$ 91,6; KCl 1,1; NaCl 1,8: $CaCl_2$ 3,4; LiCl 1,8; MgO 0,3. Путем дальнейшего электролиза из этого продукта получают магний и хлор. Одна из компаний еще в 1969 г. планировала поставлять на рынок концентрированный жидкий продукт с содержанием (в %): $MgCl_2$ 36, LiCl 2 и H_2O 62, нашедший применение в металлургии как восстановитель. В 60-х годах изучалась возможность извлечения рубидия.

Мертвое море приурочено к участку грабенообразного опускания, отходящего от Красного моря и простирающегося от зал. Акаба до Ливана. Этот грабен вместе с Красным морем образует современную рифтовую зону и находится в области проявления молодого магматизма.

Мертвое море лежит на 399 м ниже уровня мирового океана и представляет собой бессточную впадину, в которую впадает р. Иордан, имеющая минерализацию приблизительно 1,3 г/л. Площадь «моря» составляет 940—1000 км^2. Оно делится длинным полуостровом Лизан почти на две равные части. Южная часть моря мелководная, глубиной всего до 6 м, северная часть глубоководная — до 395 м. Объем рассола в озере составляет 136—159 км^3; максимальная температура воды на поверхности 45° С.

Минерализация воды непостоянна и возрастает с глубиной от 273 (в приповерхностном слое) до 315 г/л (в среднем на всю массу рапы).

По данным Б. И. Когана и В. А. Названовой [1974], рапа Мертвого моря имеет следующий состав (в г/л): $MgCl_2$ 130; NaCl 87; $CaCl_2$ 37; KCl 11,5; $MgBr_2$ 5; $CaSO_4$ 1; Rb 0,06; Li 0,018; Mn 0,004; Ba 0,022; SiO_2 0,017 на поверхности и 0,01 на глубине. Спектрально установлены также Sr, Al, Fe, Cr, Cu, Ti, Pb, Cd, V, Cs, Co. Из всех элементов (по сравнению с рапами других типов) рапа Мертвого моря особенно обогащена бромом и рубидием*.

Основная масса солей Мертвого моря обязана своим происхождением двум минеральным источникам, воды которых впада-

* Высокое содержание рубидия вызывает сомнение и возможно вызвано неточностью анализа.

ют непосредственно в Мертвое море, а также многочисленным более мелким горячим (до 60° С) минеральным источникам, расположенным по берегам р. Иордан. Воды минеральных источников имеют следующий состав (в г/л): Na 3,5—6,2; K 0,13—0,34; MgO 0,15—0,58; Ca 1,12—3,03; Li 0,00015—0,0003; Sr 0,03—0,06; Cl 7,6—16,3; сульфат-ион 0,73—0,77; гидрокарбонат-ион 0,16—0,18; Br 0,049—0,2.

Общие запасы солей в Мертвом море исчисляются в 42 млрд. т, из них (в млрд. т): $MgCl_2$ 22; NaCl 12; $CaCl_2$ 6; KCl 2; $MgBr_2$ 1. Кроме того, содержится 17,5 млн. т хлорида лития (или 6 млн. т в пересчете на окись лития) и около 10 млн. т рубидия. Запасы солей постоянно пополняются. р. Иордан и минеральными источниками.

Промышленное освоение рапы Мертвого моря было начато еще в 1920—1930 гг. Добыча солей ведется бассейновым способом с использованием солнечной энергии. В процессе последовательного сгущения рапы в первом бассейне выпадает в осадок хлористый натрий, во втором — он же вместе с карналлитом, а в третьем — в основном один карналлит. Последний обрабатывают водой для растворения хлористого магния. Получаемый искусственный сильвинит флотируют и используют как калийное удобрение. Из оставшегося маточного раствора окислением с помощью газообразного хлора получают бром. За 10 лет работы завода получено 2,5 млн. т калийных солей и 30 тыс. т брома и его соединений. По расчетам зарубежных специалистов, из Мертвого моря должно быть добыто калийных солей (за год) в 1975 г. — 1,4 млн. т, в 1980 г. — 2 млн. т; в 2000 г. — 4 млн. т.

Редкие элементы из рапы, по-видимому, до сих пор не извлекаются, но проводились исследования по получению методом фракционированной перекристаллизации карналлита, богатого рубидием. После четвертой перекристаллизации искусственный карналлит содержал 0,47% хлорида рубидия, а после пятой — 0,52%. Проводились опыты и по извлечению лития, но в промышленных масштабах его пока не получают. Изучались также возможности извлечения цезия, кобальта и марганца.

Межзернистая рапа соляных озер. Межзернистая рапа соляных отложений — это тип вод, получивший промышленное значение как источник редких элементов, в частности лития. Представители этого типа месторождений природных минерализованных вод известны в США (Калифорния, Юта, Техас), КНР (Цайдамская впадина), Турции, Иране, Афганистане, Индии, Мексике, Чили и др.

Наиболее крупным и хорошо изученным месторождением данного типа является сухое соляное оз. Серлз, расположенное в шт. Калифорния (США). Оно находится в бессточной котловине между хребтами Аргус и Слейт на окраине пустыни Моджейв в 200 км к северо-востоку от г. Лос-Анжелес. Соляная толща имеет площадь 80 км², из которых на 30 км² она выходит непосредственно на поверхность (т. е. это дно сухого соляного озера), покрываясь

лишь во время весеннего паводка небольшим слоем воды. Остальные 50 км^2 по окраинам соляной толщи покрыты маломощным слоем соленосных илов.

Соляная толща мощностью 30—40 м состоит из двух пластов: верхнего (20—29 м) и нижнего (10—11 м). Между этими пластами соли находится слой соленосных илов мощностью в среднем около 4 м. В основании соляной толщи также развиты соленосные илы. Отложения соли в основном представлены галитом, переслаивающимся с менее мощными слоями и линзами ганксита, типкала, глазерита, троны, буркеита, буры, пиросонита и других более редких солей. Запасы солей исчисляются миллиардами тонн. По данным определений абсолютного возраста, накопление солей началось свыше 30 млн. лет назад и продолжается по настоящее время.

Соляная толща обладает высокой пористостью, составляющей 25—50%. Поры заполнены концентрированным рассолом — рапой, общая минерализация которой превышает 450 г/л, плотность ее 1,3 г/см^3, pH 9,4. Химический состав межзернистой рапы из верхнего соляного пласта следующий (в %): NaCl 16,1; Na_2SO_4 6,8; KCl 5; Na_2CO_3 4,8; $Na_2B_4O_7$ 1,6; $NaHCO_3$ 0,15; Na_3PO_4 0,14; KBr 0,12; Na_2SO 0,12; P_2O_5 0,07; As_2O_3 0,026. Наряду с этим в рапе содержится (в мг/кг): бром 850, иод 30, аммоний 18, фтор 20, вольфрам 70, молибден 0,7, германий 0,3, сурьма 6. Показательно почти полное отсутствие в рапе магния (следы), кальция (0,002% CaO), железа и алюминия (в сумме 0,002%). Рапа нижнего пласта значительно богаче Na_2CO_3 (6,78%) и бурой (1,96%), но сильно обеднена KCl (2,94%) и несколько беднее почти всеми остальными компонентами.

Из редких элементов, по данным различных авторов, рапа содержит от 96 до 115 мг/ лития в верхнем пласте и всего около 40 мг/л — в нижнем. Кроме того, в ней обнаружено около 1 мг/л рубидия.

Запасы главных полезных компонентов в рапе оз. Серлз составляют: безводной буры 50 млн. т, калия 18 млн. т, окиси лития 400 тыс. т и окиси рубидия 2—3 тыс. т (последние два металла — наша оценка).

Описываемое месторождение разрабатывается уже более полвека. Химический завод в г. Трона производит из рапы соду, сульфаты натрия и калия, хлорид калия, бром, бромиды щелочных металлов, буру, борную кислоту, пироборат натрия, фосфорную кислоту, карбонат и сульфат лития на общую сумму 0,5 млрд. долларов в год.

Рапа добывается как из верхнего, так и из нижнего соляных пластов. В сутки перерабатывается 13,5 тыс. м^3 рапы.

Неглубоко погребенная рапа. Этот тип природных высокоминерализованных вод представлен самым крупным из всех известных на сегодня в мире месторождением лития — Сильвер-Пик. Оно расположено в шт. Невада (США) в бессточной долине Клайтон, в 200 км к северу от оз. Серлз. Долина площадью 1,5 тыс. км^2

выполнена рыхлыми терригенными отложениями (галечниками, песками и суглинками), перекрытыми на поверхности тонким и плотным слоем практически водонепроницаемых глин. Центральная часть долины представляет собой дно высохшего послеледникового озера. Мощность рыхлых отложений 100—220 м. Последние являются коллектором рапы хлоридного натриевого состава, представляющей собой уникальное комплексное химическое сырье.

Общая минерализация рапы >200 г/л. Рапа содержит (в г/кг): Na 62; K 8, Ca 0,5; Mg 0,4; Li 0,4; Cl 100,6; сульфат-ион 7,1.

Суммарные запасы солей, захороненных в рапе Сильвер-Пик, составляют несколько миллиардов тонн. Запасы окиси лития Горным бюро США оцениваются в 7,4 млн. т при среднем содержании ее >0,08%. До последнего времени из месторождения добывали только один литий. Добыча началась в 1966 г. и в начале 70-х годов достигла 8 тыс. т карбоната лития [Коган, Названова, 1974]. Ведутся работы по организации промышленной добычи сильвинита, а также производства соды и окиси магния. Схема извлечения лития рассчитана на использование солнечной энергии. Месторождение Сильвер-Пик наряду с альбит-сподуменовыми пегматитами олово-сподуменового пояса Южной и Северной Каролины являются крупнейшими источниками лития в США.

К описанному типу хлоридных натриевых рассолов относится, по-видимому, и самое богатое литием месторождение, открытое в 1969 г. на севере Чили в пределах салара (сухого озера-солончака) Атакама, расположенного на широте порта Атофагаста. Площадь салара 3000 км². Озерные отложения, пропитанные рапой, пока разведаны до глубины всего 30 м на половине площади салара. Содержание в рапе хлорида калия составляет 2%, а хлорида лития 0,2%. Запасы калийных солей 12 млн. т, хлорида лития 2,6 млн. т (около 0,85 млн. т в пересчете на окись лития). В настоящее время изучаются возможности добычи солей калия и лития из салара Атакама [Коган, Названова, 1974].

Показательно, что месторождение Сильвер-Пик в США и салар Атакама в Чили расположены в районе молодой вулканической активности. Следовательно, подобные месторождения могут быть встречены в Аргентине, Боливии, Турции, Иране, Афганистане и других районах мира.

Геотермальные минерализованные воды в областях современного и молодого вулканизма. Глубокие термальные воды, обогащенные полезными микрокомпонентами, среди которых наибольший интерес представляют литий, рубидий, цезий и бор, в настоящее время в промышленных масштабах используются только в теплоэнергетических и бальнеологических целях.

Краткая характеристика содержаний этих микрокомпонентов в наиболее крупных гидротермальных системах земного шара, по данным Д. Э. Уайта [1970], Nakamura H., Maeda K. [1961] и А. Дж. Эллиса [1965], приведена в табл. 59. Из этой таблицы следует, что наиболее высокие уникальные содержания указанной

Таблица 58

Содержание микрокомпонентов в азотно-углекислых и углекислых водах наиболее крупных гидротермальных систем земного шара, мг/л

Гидротермальные системы	Минерализация, г/л	Химический тип воды	Li	Rb	Cl	B	F	As
Вайракей (Новая Зеландия)	3,94	$\frac{Cl\ 97}{Na\ 88}$	14,2	2,8	2,5	116	8,3	4,8
Стимбот (шт. Невада)	2,4	$\frac{Cl\ 87}{Na\ 89}$	7,7	1,2	1,9	146	1,8	2,7
Солтон-Си (шт. Калифорния)	305	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 70\ Ca\ 12\ K\ 12}$	320	168	20	2100	18	15
Уайотапу (Новая Зеландия)	2,3	$\frac{Cl\ 95}{Na\ 82\ K\ 17}$	6,6	2,4	0,8	56	7,5	3,1
Арима (Япония)	56,7	$\frac{Cl\ 99}{Na\ 71\ K\ 15\ Ca\ 12}$	53	3,3	2,4	106	12,1	2,3

ассоциации редких элементов установлены в крепких рассолах глубокопогребенных гидротермальных систем нефтеперспективного района Солтон-Си (Калифорния). Рассолы вскрыты на глубине около 2 км и характеризуются не только высокой концентрацией хлоридов натрия, кальция и калия, но и очень высокой температурой (350—375° С). Специфической особенностью рассолов является также необычно высокая обогащенность различными металлами: золотом до 0,2 мг/л, серебром до 2 мг/л, свинцом до 100 мг/л, цинком до 1 г/л, марганцем до 1 г/л, алюминием до 0,5 г/л, железом до 3 г/л и др.

В целом, если исходить из общих запасов воды глубоких минерализованных гидротермальных систем и средней концентрации содержащихся в них полезных микрокомпонентов, становится очевидным необходимость более глубокого изучения проблемы их использования в качестве нового весьма ценного природного источника гидроминерального сырья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате региональных гидрогеохимических исследований платформенных и горно-складчатых областей разработана геохимическая типизация глубоких подземных вод, обогащенных микрокомпонентами. В отличие от предшествующих исследователей она базируется главным образом на составе растворенных газов — как наиболее чутких индикаторах геохимических условий формирования подземных вод. Подразделение в свою очередь каждого типа вод на подтипы и группы произведено на базе анализа состава и соотношений главнейших солевых компонентов.

Наиболее распространенным типом подземных вод, обогащенных микрокомпонентами в платформенных областях, являются углеводородные рассолы, а в горно-складчатых — углекислые минерализованные воды. Появление же в газовом составе подземных вод азота рассматривается как один из показателей неблагоприятных условий их обогащения микрокомпонентами.

Установлено, что накопление последних в глубоких водах возможно лишь при сочетании определенных геологических и гидрогеологических условий. В платформенных областях и окаймляющих прогибах накопление микрокомпонентов в подземных водах протекает в зонах максимального погружения земной коры: авлакогенах, впадинах. При этом наиболее благоприятные условия для этого процесса создаются в над- и приразломных частях зон с проявлениями преимущественно магматизма повышенной щелочности. Эти части зон экранированы слабопроницаемыми соленосными образованиями, состав и мощность которых определяют уровень концентраций макро- и микрокомпонентов в подземных водах. Максимальные содержания последних отмечаются в подсолевых углеводородных рассолах хлоридно-магниевого и кальциевого состава. Формирование этих рассолов протекает в обстановке весьма замедленного водообмена и напряженного термобарического режима, благоприятного для образования газоконденсатных и нефтегазовых залежей.

Установлена тенденция роста содержаний большинства микрокомпонентов в углеводородных рассолах по мере приближения к этим залежам с падением их концентраций на водногазонефтяном контакте.

Для надсолевых водоносных горизонтов с преобладающим содержанием в газовом составе азота характерны низкие содержания микрокомпонентов, за исключением очагов скрытой разгрузки подсолевых металлоносных рассолов, экранированных глинистыми образованиями.

В горно-складчатых областях накопление микрокомпонентов происходит в глубоких менее минерализованных хлоридных углекислых и азотно-углекислых водах, формирующихся в гидростати-

чески экранированных частях разломов межгорных впадин и прогибов в зонах интенсивного воздействия процессов вулканизма и регионального термометаморфизма. Как и в платформенных областях, содержание микрокомпонентов в водах определяется здесь степенью экранированности гидротермальных систем. Несмотря на более низкое абсолютное содержание микрокомпонентов их относительная концентрация является не менее высокой и находится в прямой зависимости от активности магматических процессов. Последние в платформенных областях играли важную роль также в привносе микрокомпонентов по глубинным долгоживущим разломам на разных этапах тектонической активизации продуктивных гидрогеологических структур.

Накопление макро- и микрокомпонентов в подземных водах платформенных впадин и прогибов вначале протекало в лагунных, а затем в подземных условиях в зонах высоких температур и давлений, экранированных мощными толщами соленосных образований.

Выщелачивание же и рассеяние микрокомпонентов в подземных водах происходило лишь в гидрогеологически раскрытых надсолевых горизонтах платформенных структур и в верхних гидростатически раскрытых частях водовыводящих разломов складчатых областей.

На основании выявленных закономерностей процессов накопления и рассеяния микрокомпонентов в подземных водах различных структурных зон разработаны соответствующие поисковые критерии, позволяющие прогнозировать в новых неизученных районах не только сам факт наличия продуктивных водоносных горизонтов, а и примерный уровень концентраций в них микрокомпонентов по всему разрезу данной гидрогеологической структуры.

Установлено, что некоторые из накапливающихся микрокомпонентов являются индикаторами тектонической активности водовмещающих структур. Так, например, даже слабоповышенные содержания цезия, мышьяка, фтора и ртути в воде свидетельствуют о неотектонической активности данной структуры.

В распределении микрокомпонентов в различных геохимических типах подземных вод выявлена отчетливая дифференциация. Так, углеводородные рассолы платформенных впадин, в отличие от углекислых менее минерализованных вод горно-складчатых областей, более обогащены тяжелыми металлами (цинк, свинец, железо, марганец, стронций, барий, кадмий и др.) и рубидием, образующими в этих рассолах высокорастворимые и устойчивые хлоридные и органические комплексные соединения. В углекислых же водах более интенсивно накапливаются цезий, мышьяк, фтор, ртуть, бор и другие индикаторы повышенной активности молодых тектономагматических процессов.

Установлена роль металлоносных подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых на основании сопоставления гидрогеохимической и литохимической зональности распределения микрокомпонентов в системе «вода — порода».

В бассейнах платформенных впадин и прогибов с соленосными и лагунными фациями накопление микрокомпонентов в водной фазе происходит в углеводородных рассолах подсолевых отложений, а в твердой фазе — в надсолевых образованиях над очагами разгрузки этих металлоносных рассолов, приуроченных к разломам и зонам выклинивания водоупорных соленосных и глинистых толщ.

Основным процессом, вызывающим осаждение микрокомпонентов из металлоносных рассолов, является их смешение с надсолевыми сульфатными и гидрокарбонатно-карбонатными водами выщелачивания. Осаждение микрокомпонентов на этих гидрогеохимических барьерах происходит строго дифференцированно в соответствии с отличиями их геохимических свойств и химическим составом самого барьера. Так, например, на сероводородно-сульфатном барьере осаждаются в первую очередь медь, цинк и свинец в сульфидной форме, а на сульфатном бессероводородном — стронций и барий в виде сульфатных образований. При этом масштаб оруденения пропорционален концентрации растворенного сероводорода.

В зоне смешения сероводородных вод с кислородсодержащими на участках выклинивания глинистого водоупора происходит образование серных залежей.

На динамическом гидрокарбонатно-карбонатном барьере осаждается основная масса редких щелочных элементов, а также свинца, стронция и титана.

Для редких щелочных элементов и стронция выявлены повышенные содержания не только в надсолевых, но и в подсолевых отложениях. В последних увеличение концентрации редких щелочных элементов отмечается в гидротермально-измененных разностях пород. Повышенные содержания стронция приурочены к зоне перехода сульфатно-карбонатной формации в соленосную.

Морфология рудных залежей, приуроченных к надсолевой части геологического разреза, носит преимущественно пластово-линзовидный характер, а по всей тектонически нарушенной (разломной) зоне движения углеводородных металлоносных рассолов — жильный и прерывисто гнездообразный.

Стратиграфический размах рудообразующего процесса определяется числом циклов тектонических инверсионных преобразований, вызывающих внедрение углеводородных металлоносных рассолов в приразломные структуры. При этом, чем мощнее и продолжительнее инверсионные циклы, тем больше масштаб и поликомпонентность рудообразования.

Не менее важным условием для накопления и длительного сохранения от процессов рассеяния и разрушения рудного вещества в шельфовой зоне является наличие отрицательных структур (локальные депрессии, западины, мульды и др.). На последующих этапах развития рудовмещающего процесса главное значение приобретают структурные и литологические экраны.

В горно-складчатых областях с современными вулканическими процессами образование рудных минералов происходит в тектонических зонах движения и разгрузки металлоносных гидротерм. В разрезе каждой активной вулканической структуры в самой нижней зоне формируются высокотемпературные углекисло-водородные гидротермы хлоридного калиево-натриевого типа с примесью абиогенного сероводорода и тяжелых углеводородов. Осаждение рудных элементов из этих гидротерм происходит в основном на термобарических барьерах. Здесь совместно с окислами кремния вначале выпадают высокотемпературные окисные и галоидные формы минералов (рис. 51).

Выше по мере снижения температуры и давления в результате диссоциации глубинного сероводорода и увеличения концентрации в растворе анионов серы начинается осаждение среднетемпературной ассоциации сульфидных минералов. В приповерхностной зоне вследствие обогащения парогидротерм кислыми сернистыми газами происходит накопление труднорастворимых низкотемпературных сульфидных и сульфатных минералов. В случае малой концентрации сернистой составляющей из термальных галоидных растворов осаждаются преимущественно самородные формы метал-

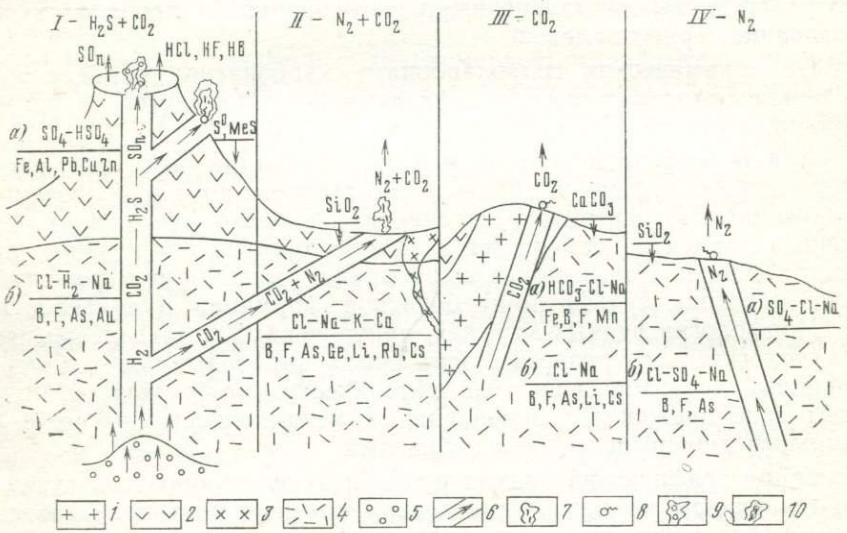


Рис. 51. Схема геохимической зональности рудообразующих гидротермальных систем в областях молодого и активного вулканизма. Составила Г. А. Голева.

1 — кристаллические породы фундамента и интрузивы; *2* — слабопроницаемые лавовые образования; *3* — вулканогенно-осадочные породы; *4* — кислые интрузивы; *5* — магматический очаг с эндогенным теплоносителем; *6* — разломы и зоны трещиноватости; *7* — очаги разгрузки парогидротерм; *8* — очаги разгрузки субтермальных углекислых источников; *9* — фумарольные парогидротермы; *10* — гидросольфатары; *I* — зоны фумарольных сероводородно-углекислых ультракислых (pH<2ж минерализованных (до 80 г/л) высокотермальных (>150° С) вод с подзонами (*а* — приповерхностных гидросольфатар; *б* — глубинных хлоридных фумарол); *II* — зона перегретых (>100° С) азотно-углекислых слабосоленых (до 5 г/л) хлоридных парогидротерм; *III* — зона субтермальных (до 70° С) углекислых соленых (до 12 г/л) вод с подзонами (*а* — неглубоких гидрокарбонатных, *б* — глубоких хлоридных вод); *IV* — зона азотных слабоминерализованных (до 3 г/л) неглубоких сульфатных (*а*) и глубоких (*б*) хлоридно-сульфатных гидротерм (до 100° С)

лов. Эта последовательность осаждения рудных компонентов из углекислых металлоносных гидротерм и определяет в конечном итоге геохимическую зональность жерловых фаций вулканических структур, совпадающую с зональностью эндогенных геохимических ореолов рудных месторождений.

По периферии активных вулканических структур накопление микрокомпонентов во вмещающих гидротермально-измененных породах происходит лишь в скрытых очагах разгрузки азотно-углекислых парогидротермальных систем под экраном вулканогенных образований. В открытых же очагах разгрузки этих парогидротерм осаждаются преимущественно окислы кремния в виде натеков гейзеритов, не содержащих аномальных концентраций рудных компонентов.

В областях как активного, так и молодого вулканизма в условиях менее напряженного геотермического режима осаждение микрокомпонентов из более насыщенных углекислотой (с примесями сероводорода) хлоридных субтермальных вод происходит главным образом в зоне дегазации на образующемся вследствие этого карбонатном барьере. В скрытых экранированных очагах разгрузки металлоносных углекислых хлоридных вод отмечается образование наиболее разнообразной ассоциации самородных, галоидных, карбонатных и сульфидных минералов золота, ртути, сурьмы, мышьяка, бора, фтора, железа, марганца и других элементов.

В зонах разгрузки азотных сульфатно-хлоридных гидротермальных систем, наиболее удаленных от активных вулканических структур и не содержащих высоких концентраций рудных элементов, формирование рудных месторождений не происходит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьев В. В. О природе углекислых мышьяковистых вод и их рудообразующей деятельности. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод в СССР. М., 1960, с. 87—103.

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М., 1966, с. 96—111.

Андреев М. И., Черняев А. М. О миграционной способности металлов в зоне гипергенеза сульфидных месторождений. — Геохимия, 1975, № 11, с. 1736—1740.

Арсанова Г. И. Редкие щелочи в термальных водах молодых вулканических областей. — Новосибирск: Наука, 1974. — 110 с.

Балашов Л. С. Подземные хлоридные воды и рассолы как комплексный сырьевой источник редких и рассеянных элементов. — В кн.: Труды юбилейной сессии ученых советов ВСЕГИНГЕО, МГУ, МГРИ и ПНИИИС, посвящ. 50-летию Великой Октябрьской социалистической революции. М., 1968, вып. 12, с. 96—125.

Барсуков В. Л., Лаверов Н. П., Пэк А. А. Факторы зональности гидротермальных месторождений континентальных вулканических депрессий. — В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., 1972, с. 21—24.

Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. — Л.: Недра, 1976. — 199 с.

Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 67—76.

Боголепов В. Г. О роли подземных вод в образовании гидротермальных месторождений Центрального Казахстана. — Докл. АН СССР, 1969, т. 187, № 6, с. 1368—1370.

Бойко Т. Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. — М.: Наука, 1969. — 119 с.

Бондаренко С. С. О динамике подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 4, с. 96—106.

Бордон В. Е. Геохимическая специализация девонских отложений Припятской впадины. — Минск: Наука и техника, 1976. — 130 с.

Бордон В. Е. Геохимия и металлоносность осадочного чехла Белоруссии. — Минск: Наука и техника, 1977. — 215 с.

Бунин Г. Г. Роль блоковой тектоники в проявлении сейсмичности территории (на примере Дагестана). — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 2, с. 411—414.

Бурштар М. С. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. — М.: Недра, 1969. — 238 с.

Быкова Е. Л., Голева Г. А. Изучение микрокомпонентного состава и органических веществ минеральных вод Прикарпатья. — В кн.: Труды Международного геол. конгр., XXIII сессия, 1968, с. 127—132.

Вакин Е. А. Гидротермы вулканического массива Большой Семячик. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 212—236.

Валеев Р. Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. — М.: Недра, 1978. — 152 с.

Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. — Л.: Недра, 1978. — 293 с.

Валяшко М. Г., Жеребцова И. К., Садиков Л. З. Геохимические методы поисков месторождений калийных солей. — М.: Изд-во МГУ, 1966. — 73 с.

Валяшко М. Г. О содержании термина «галогенез». — Геохимия, 1974, № 2, с. 313—314.

Вартанян Г. С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. — 285 с.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11, с. 135—156.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Избр. соч., т. I. — М.: Изд-во АН СССР, 1927, 1934. — 261 с.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. — М.: Наука, 1967. — 213 с.

Виноградов В. И. Роль сульфатов в рудообразовании. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., Наука, 1967, 211 с.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерность пространственного размещения. — М.: Недра, 1964. — 220 с.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. Под ред. С. И. Набоко. — М.: Недра, 1974.—261 с.

Галицын М. С. Литогенез и формирование подземных вод артезианских бассейнов. — Труды ВСЕГИНГЕО, 1970, вып. 38, с. 31—54.

Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974. — 269 с.

Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра/М. Г. Валяшко, А. Н. Поливанов, И. К. Жеребцова и др. — М.: Наука, 1965.—158 с.

Германов А. И., Пантелеев В. М., Швец В. М. Генетические связи органического вещества и микрокомпонентов подземных вод. — М.: Недра, 1978.—136 с.

Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 79—98.

Гидрогеологические бассейны Средней Азии и их нефтегазоносность. Под ред. С. Б. Вагина. — М.: Недра, 1971. — 224 с.

Главатских С. Ф. Современные фации гидротермально измененных пород Узона. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 169—173.

Голева Г. А. Гидрогеологические особенности формирования серных месторождений Предкарпатья. — Сов. геология, 1962, № 2, с. 88—89.

Голева Г. А., Быкова Е. Л., Воробьева И. Н. Распространение и формы миграции меди в подземных водах. — Геохимия, 1968, № 5, с. 586—594.

Голева Г. А. Закономерности распространения рудных компонентов в термальных водах вулканических областей.—Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, т. XVIII (2), с. 124—129.

Голева Г. А., Алексинская Л. Н., Шапарин Е. М. Закономерности распространения и накопления редких элементов в подземных водах юго-западной окраины Русской платформы. — Геохимия, 1975, № 6, с. 873—881.

Голева Г. А. Редкие элементы в подземных водах Украинских Карпат. — Сов. геология, 1976, № 4, с. 54—69.

Голева Г. А. Гидрогеохимия рудных элементов. — М.: Недра, 1977.—215 с.

Готгильф А. В., Афанасьева В. Н. Гидрогеологические условия Душанбинского газонефтеносного района. — Труды ВНИГНИ (Таджикское отд.), 1969, вып. 1, с. 96—107.

Готгильф А. В., Афанасьева В. Н. Гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности Советской части Афгано-Таджикской впадины. — Труды ВНИГНИ (Таджикское отд.), вып. 116, № 3, 1971, с. 192—203.

Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. — Л.: Недра, 1972. — 272 с.

Дворов В. И. Термальные воды и геохимические особенности их формирования. — М.: Наука, 1975. — 178 с.

Деревягин В. С., Седлецкий В. М. Верхнеюрские соленосные отложения Предкавказья. — Литология и полезные ископаемые, 1977, № 4, с. 121—131.

Дзоценидзе Г. С. Горячие рассолы Красного моря и вопросы вулканогенно-осадочного рудогенеза. — Геология рудных месторождений, 1972, № 5, с. 3—21.

Дуничев В. М. Вопросы генезиса гидротерм вулкана Менделеева на острове Кунашир (Курильские острова). — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 46—51.

Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. — М.: Недра, 1972. — 280 с.

Зауташвили Б. З. Геохимия микроэлементов глубоких подземных вод Грузии. — Тбилиси: Мецниереба, 1978. — 161 с.

Иванов В. В., Кононов В. И., Сугробов В. М. Основные закономерности формирования гидротерм областей современного вулканизма. — В кн.: Международный геол. конгресс. XXIII сессия. М., 1968, с. 20—27.

Капченко Л. Н. К вопросу о генезисе глубинных рассолов Сибирской платформы. — Геохимия, 1964, № 11, с. 1182—1192.

Каравайко Г. И., Кузнецов С. И., Голомзин А. И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. — М.: Наука, 1972. — 248 с.

Карпунин А. М., Заболотнов А. С. К вопросу о закономерностях размещения медно-свинцово-цинкового оруденения в меловых породах Таджикской депрессии. — В кн.: Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966, с. 142—153.

Карпунин А. М. К вопросу о первичных источниках меди при формировании медистых песчаников в Таджикской депрессии. — В кн.: Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966, с. 72—77.

Карпов Г. А. Гидротермальная аномалия Узон как полигон для изучения современной рудообразующей системы. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса (краткие тезисы IV Всесоюз. вулканол. совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 117—118.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. — М.: Недра, 1972. — 280 с.

Кирюхин В. К., Мелькановицкая С. Г., Швец В. М. Определение органических веществ в подземных водах. — М.: Недра, 1976. — 189 с.

Коган Б. И., Названова В. А. Промышленное использование континентальных минерализованных вод за рубежом.—В кн.- Редкие элементы. Сырье и экономика. М., 1974, № 10, с. 4—118.

Колодий В. В., Кудельский А. В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. — Киев: Наукова думка, 1972. — 201 с.

Комкова Л. А. Зональность осадков Налачевских термальных вод.— В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 164—169.

Кононов В. И., Ильин В. А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма. — В кн.: Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. Вып. 2. М., 1971, с. 35—65.

Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 183 с.

Корзун В. П., Махнач А. С. Верхнедевонский щелочной вулканизм юга Русской платформы и причины его проявления. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 1, с. 417—420.

Корценштейн В. Н. Гидрогеология мезозойской водонапорной системы Предкавказья. — Труды ВНИИГаз, 1964, вып. 22/30, с. 9—203.

Крайнов С. Р. Геохимия редких элементов в подземных водах. — М.: Недра, 1973. — 295 с.

Кременецкий А. А., Лебедева Л. И., Солодов Н. А. Цезиеносность вулканогенных образований СССР. — Геохимия, 1973, № 4, с. 504—515.

Кротова В. А. К вопросу о рудных элементах в подземных водах и нафтидах. — Труды ВНИГРИ, 1977, вып. 396, с. 31—39.

Кудельский А. В. Гидрогеология, гидрогеохимия иода. — Минск: Наука и техника, 1976. — 212 с.

Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 240 с.

Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы. — М.: Недра, 1975.—261 с.

Лебзин Е. В. Сравнительный анализ темпа тектонических движений и скорости накопления мезо-кайнозойских осадков Западного Узбекистана, юго-западных отрогов Гиссара и Афгано-Таджикской впадины (в связи с нефтегазо-

носностью). — Труды ВНИГНИ (Таджикское отд.), вып. 116, № 3, 1971, с. 34—44.

Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. — В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 195.

Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1974.—165 с.

Маврицкий Б. Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. — М.: Наука, 1971. — 241 с.

Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки/В. Н. Шарапов, И. Б. Синдирев, Г. А. Третьяков и др. — Новосибирск: Наука, 1979. — 150 с.

Макаренко А. Ф., Сергиенко С. И. Тепловой поток на нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождениях континентов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 173—175.

Маликова И. М. Закономерности распределения рубидия, таллия и брома в отложениях калийных солей. — Новосибирск: Наука, 1967. — 149 с.

Манская С. М., Дроздова Т. В. Геохимия органического вещества. — М.: Наука, 1964.—312 с.

Манухин Ю. Ф. Трещинно-жильные системы дренирования геотермальных районов. — В кн.: Геодинамика вулк. и гидротерм. процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 104—105.

Манухин Ю. Ф., Ворожейкина Л. А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток, 1976, с. 143—178.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. — М.: Наука, 1967. — 255 с.

Матусевич В. М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. — М.: Недра, 1976. — 158 с.

Махнач А. А. Основные минералы пустотного пространства подсолевых и межсолевых девонских отложений Припятской впадины. — Докл. АН БССР, 1978, т. XXII, № 6, с. 537—540.

Меламед Я. Р. Некоторые результаты изучения осадочных формаций Афгано-Таджикской впадины. — Труды ВНИГНИ (Таджикское отд.), вып. 116, № 3, 1971, с. 90—100.

Мельник Ю. П., Дроздовская А. А., Воробьева К. А. Физико-химический анализ условий выноса, миграции и отложения железа в современных вулканических областях. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, 1974, с. 119—126.

Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. Т. 2. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1974.—с. 175.

Методические указания по поискам и разведке месторождений промышленных подземных вод. — М.: Изд. ВСЕГИНГЕО, 1969. — 194 с.

Методические рекомендации по геохимической оценке и картированию подземных редкометальных вод/Л. С. Балашов, С. С. Бондаренко, М. С. Галицын и др. — М.: ОНТИ ВСЕГИНГЕО, 1977. — 86 с.

Морозов Г. И., Рынский М. А., Старчик Т. А. Роль поперечных глубинных разломов в связи с нефтегазоносностью Припятского прогиба. — В кн.: Строение и развитие платформенного чехла Белоруссии. Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск, 1976, с. 73—80.

Набоко С. И, Чеглецова Е. А. Горизонтальная металлогеническая и метасоматическая зональность в области разгрузки глубинных гидротермальных растворов. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М., 1974, с. 231—246.

Науменко В. В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. — Киев: Наукова думка, 1974.—190 с.

Наумов В. В., Хакимов А. Х., Ходаковский И. Л. Растворимость углекислоты в концентрированных хлоридных растворах при высоких температурах. — Геохимия, 1974, № 1, с. 45—55.

Новые данные по гидрогеологии мезозойских водоносных комплексов Восточного Предкавказья.—Труды ВНИИГаз, 1970, вып. 33/41, с. 317—506/В. Е. Корценштейн, В. М. Кирьяшкин, А. С. Филин и др.

Овчинников А. М. Гидрогеохимия. — М.: Недра, 1970. — 200 с.

Озерова Н. А., Добровольская М. Г., Дудыгина А. С. К вопросу об условиях формирования ртутно-колчеданной залежи вулкана Менделеева. — В кн.: Вулканизм и глубины земли. М., 1971, с. 317—325.

Основные черты тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области/ Н. К. Грязнов, А. И. Клещев, В. А. Клубов и др. — М.: Недра, 1967. — 303 с.

Павлов Д. И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование.— М.: Недра, 1975. — 101 с.

Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. — М.: Недра, 1972.—288 с.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. — М.: Наука, 1966.—330 с.

Пиннекер Е. В. Проблемы региональной гидрогеологии (закономерности распространения и формирования подземных вод). — М.: Наука, 1977.—195 с.

Попов В. М. Проблемы осадочного рудогенеза на УП Всесоюзном литологическом совещании. — В кн.: Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, 1966, с. 183—197.

Припятский артезианский бассейн. — В кн.: Гидрогеология глубинных зон артезианских бассейнов Белоруссии/А. П. Лавров, Л. И. Шаповал, Ж. А. Герасимова и др. — Минск, 1975, с. 18—210.

Резников А. А., Муликовская К. П., Соколов И. Ю. Методы анализа природных вод. — М.: Недра, 1970.—488 с.

Самойлов О. Я., Соколов Д. С. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 9, с. 72—80.

Сауков А. А. Геохимия. — М.: Наука, 1973.—480 с.

Славянова Л. В., Галицын М. С. Микрокомпоненты в подземных водах Прикаспийской впадины и прилегающих районов Русской платформы. — М.: Недра, 1970.—170 с.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.

Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., 1970, с. 5—19.

Смирнов С. И. О генезисе минеральных вод Мацесты. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, № 4, с. 119—124.

Смирнов С. И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод.— М.: Недра, 1974.—262 с.

Соболевская В. Н. Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. — М.: Наука, 1973.—258 с.

Солодов Н. А. Научные основы перспективной оценки редкометальных пегматитов. — М.: Наука, 1971.—289 с.

Солодов Н. А. Минерагения литофильных редких металлов. — М.: Недра, 1978.—174 с.

Стратифицированные месторождения меди СССР/Ю. В. Богданов, Е. З. Бурьянова, Э. И. Кутырев, В. П. Феоктистов.— Л.: Недра, 1973, 312 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 535 с.

Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей.—М.: Недра, 1973.—216 с.

Сугробов В. М. Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования. — В кн.: Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки, Владивосток, 1975, с. 267—281.

Тектоническое положение Припятского прогиба и проблемы его структурного районирования. — В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба/Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, С. П. Микульский и др. — Минск, 1974, с. 9—23.

Тердовидов А. С., Чупис Н. Е. Распространение бария и стронция в подземных водах мезо-кайнозойских отложений Степного Крыма. — Геохимия, 1971, № 11, с. 1343—1352.

Трубки взрыва и дайки кимберлитоподобных пород Русской платформы/ В. И. Гоньшакова, В. О. Ружицкий, М. Д. Бойчук и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10, с. 31—46.

Уайт Д. Э. Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х. Барнса. М., 1970, с. 479—528.

Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган. — В кн.: Рудные месторождения США, т. I. М., 1972, с. 458—481.

Хитаров Н. И., Колонин Г. Р. О переводе редких щелочных элементов и альбитизированного микроклина в раствор в гидротермальных условиях. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., 1962, с. 133—136.

Ходькова И. А., Гемп С. Д. Распространение лития, рубидия, цезия в водах и твердых выбросах грязевых вулканов Керченско-Таманской области. — Геохимия, 1970, № 12, с. 1495—1503.

Читаева Н. А. Распределение селена и теллура в зоне окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала. — Геохимия, 1965, № 9, с. 1140—1153.

Швец В. М. Органические вещества подземных вод. — М.: Недра, 1973. — 191 с.

Эллис А. Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 389—428.

Эллис А. и *Уилсон С.* Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., 1965.

Яншин А. Л., Жарков М. А., Казанский Ю. П. Эволюция осадочного породообразования в истории земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. — Геология и геофизика, 1977, № 11, с. 90—97.

Brewer P. G., Spencer D. W. A note on the chemical composition of the Red Sea brines. — In: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the red Sea. Berlin (Heodelberg), New York, 1969, p. 171—179.

Davidson C. F. Some genetic relationships between ore deposits and evaporites. — Trans. Inst. Mining. and Metallurgy, 1966, v. 75.

Nakamura H., Maeda K. Thermal waters and hydrothermal activities in Arima hotspring area, Hyogo Prefecture (Japan). — Bull. Japan Geol. Surv., n. s., 1961, v. 12, p. 489—497.

Swidzinski H. Naturalne ekshalacie dwutlenku wegla w Karpatach Polskich. — Roczn. P. T. G. 1965, t. XXXV, z. 4, s. 417—429.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авлакогены 12, 187, 232
Активный вулканизм 165, 185, 221
Активизация 228, 252
Аминокислоты 177
Аммоний 53, 59
Аномалия 71, 206
Антиклинальные цепи 70
Артезианские бассейны 5, 45, 151
Ассоциация 6, 182, 222

Барьерный риф 17
Барьер:
  битумный 243
  гидрогеохимический 243
  дизъюнктивный 243
  литологический 168
  силикатный 243
  сорбционный 243

Водовмещающие породы 59, 88, 115
Водонефтяной контакт 51, 58
Водоносный горизонт 5, 83
— комплекс 8, 45, 193
Водообмен:
  активный 67, 191
  замедленный 45, 67, 191
Воды:
  гидрокарбонатные 191, 229
  инфильтрационные 47, 106, 189
  пластовые 194
  редкометальные 149
  седиментационные 45, 206
  сероводородные 111, 175
  субтермальные 149, 165, 235
  сульфатные 111, 191, 229
  трещинно-жильные 184
  ультракислые 15, 144, 173
  фумарольные 165, 176, 183
  хлоридно-кальциевые 73, 83, 104
  хлоридно-магниевые 68, 73
  хлоридные 176, 191
  щелочные 12
Выщелачивание 45, 151, 164, 176

Газонасыщенность 33, 164
Гидрогеологический этаж 45, 189
Гипергенез 12, 190
Грабен 40, 165, 177

Дегазация 235, 255
Депрессия 153, 165, 177, 235
Диапиризм 123

Жерловые образования 234

Зона:
  дизъюнктивная 70
  эвгеосинклинальная 70

Изотопный состав 56
Инверсия 194, 206, 233
Интервал опробования 18, 96, 132

Кальдера 158, 168, 186
Катагенез 55
Классификация 11
Конвективный перенос 169, 190
Концентрация 67, 162, 235
Корреляция 37, 134, 221

Мегасинклиналь 74
Месторождения:
  калийные 66, 106, 162
  полиметаллические 151, 162
  ртутные 13, 234
  сульфидные 13
Метаморфизация 45, 152
Миграция 165
Минерализация 12, 20, 77, 132, 234
Минералого-геохимическая зональность 113

Надвиг 17, 149, 159

Область:
  горно-складчатая 142
  эпиплатформенная 73
Окислительно-восстановительный потенциал 153
Органическое вещество 55, 204
Очаги разгрузки 171, 235

Палеовулканизм 5
Парагенетический тип 13
Парогидротермы 168, 176, 235
Платформенные впадины 18, 191
Плита 16, 70, 83
Прогиб 40, 94, 119, 141, 191
Пульсационные напряжения 233
Разлом:
  субмеридиональный 48, 149
  субширотный 48, 153
Рапа:
  межзернистая 247
  поверхностная 245
Рассолы:
  внутрисолевые 28, 71, 232
  межсолевые 24, 40, 48
  металлоносные 83, 202, 225
  надсолевые 28, 73, 189
  подсолевые 28, 73, 188

поликомпонентные 92, 233
Режим:
гравитационный 47
квазизастойный 45, 207

Седловина 40, 142
Синеклиза 68, 83, 89
Система:
водонапорная 47, 151
геостатическая 45
гидростатическая 45, 107, 193
гидротермальная 182, 235
коллоидальная 62
экранированная 165
элизионная 45, 196
Скибы 103, 159
Смешение вод 34, 231, 240
Структура:
газоконденсатная 11
нефтегазоносная 11, 107, 187
поднадвиговая 189
рифтовая 12, 42, 161
солянокупольная 68
Сульфатредуцирующие микроорганизмы 111, 195

Тафросинклинали 82
Тепловой поток 50, 163, 221
Термодинамические процессы 186
Термокаротаж 6
Термометаморфизм 12, 164, 222
Термы:
азотные 166, 177
азотно-углекислые 144, 166
азотно-щелочные 144
сернисто-углекислые 144
сероводородно-углекислые 175
углекислые 144, 166
Тиосульфаты 176
Травертины 161

Условия:
геолого-структурные 69, 79, 187
геотермические 48, 109, 162, 174
гидродинамические 43, 107, 169
литохимические 230
палеогидрогеологические 109, 158, 222

Фенолы 55, 59
Фильтрационные свойства 169
Флюиды 46, 186, 225
Формация:
галогенная 76, 85, 165
гипсоносная 69, 76
молассовая 76, 143
сульфатно-карбонатная 67, 76
трапповая 83, 91
угленосная 41

Цеолиты 183

Шарьяжи 15

Эксгаляции 236
Экструзивные купола 168

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Г. А. Голева, М. В. Торикова) 3

Глава I. **Методы исследования и картирования глубоких рассолов** (Г. А. Голева) 5

Глава II. **Геохимическая классификация подземных вод, обогащенных микрокомпонентами** (Г. А. Голева) 11

Глава III. **Региональные закономерности распространения подземных вод, обогащенных микрокомпонентами** 16

Плиты 16
Русская плита (Г. А. Голева, М. В. Торикова) 16
Туранская плита (М. В. Торикова) 70
Западно-Сибирская плита (М. В. Торикова) 79
Восточно-Сибирская плита (Л. Н. Алексинская) 83

Прогибы 94
Предкарпатский прогиб (Г. А. Голева) 95
Причерноморский прогиб (Л. Н. Алексинская) 114
Предкавказский прогиб (Л. Н. Алексинская, М. В. Торикова) . . 119
Предуральский прогиб (М. В. Торикова) 141

Горно-складчатые области (Г. А. Голева) 142
Области молодого вулканизма 143
Области активного вулканизма 165
Распределение микрокомпонентов в водовмещающих породах . . 179

Глава IV. **Условия формирования подземных вод, обогащенных микрокомпонентами** 187

Геолого-структурные условия (М. В. Торикова) 187
Гидродинамические условия (Г. А. Голева) 190
Впадины и прогибы 191
Горно-складчатые области 196
Геотермические условия (Г. А. Голева) 199
Гидрогеохимические условия (Г. А. Голева) 200
Состав растворенных газов 200
Растворенное органическое вещество 204
Солевой состав металлоносных вод 205
Палеогидрогеологические условия (Г. А. Голева) 222

Глава V. **О роли глубоких минерализованных вод в процессах формирования месторождений полезных ископаемых** (Г. А. Голева, М. В. Торикова) 228

Глава VI. **Использование природных рассолов и минерализованных вод за рубежом** (Н. А. Солодов) 245

Заключение (Г. А. Голева, М. В. Торикова) 251

Список литературы 256

Предметный указатель 262

3628

НЕДРА

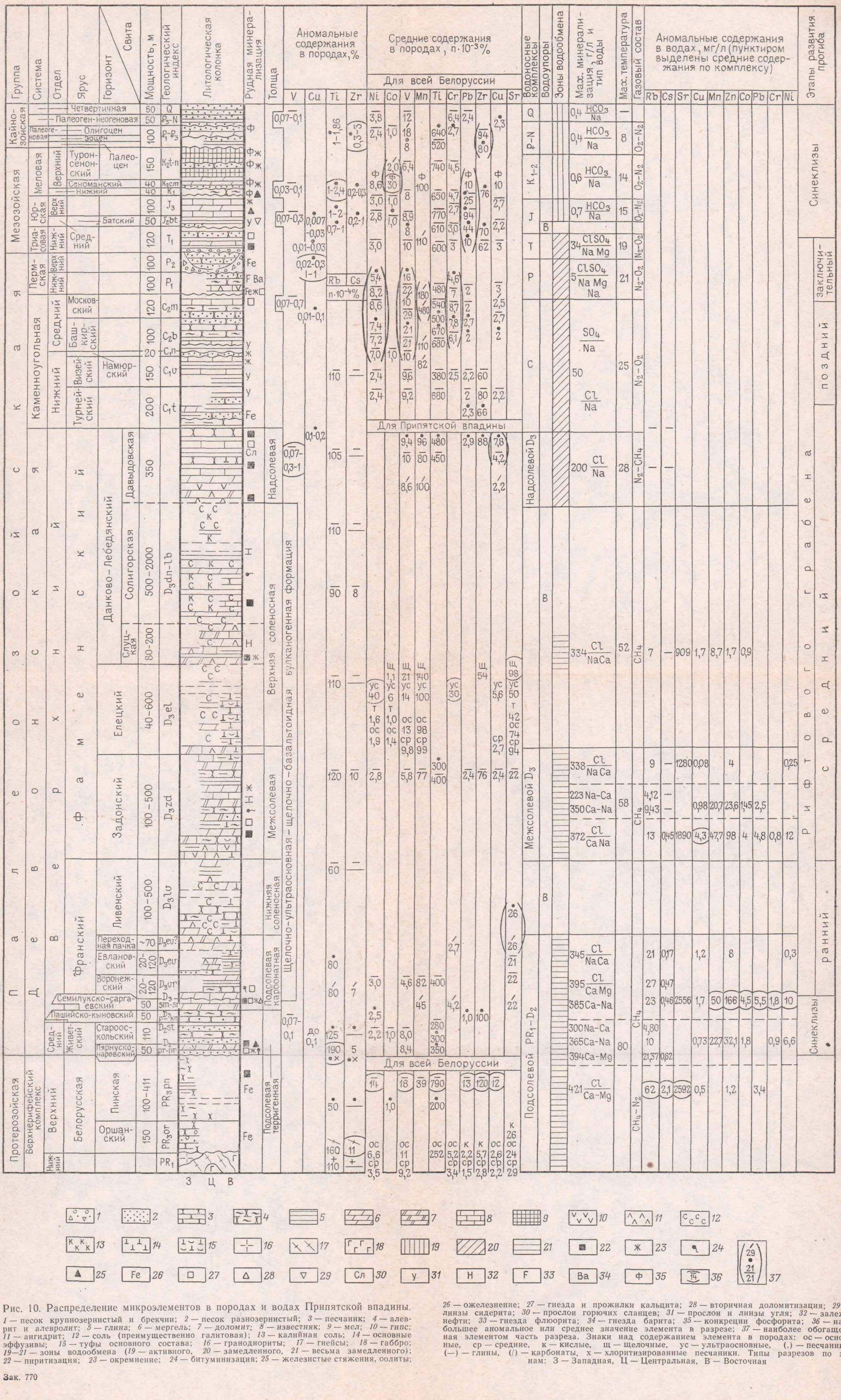


Рис. 10. Распределение микроэлементов в породах и водах Припятской впадины.

1 — песок крупнозернистый и брекчии; *2* — песок разнозернистый; *3* — песчаник; *4* — алевролит и алевролит; *5* — глина; *6* — мергель; *7* — доломит; *8* — известняк; *9* — мел; *10* — гипс; *11* — ангидрит; *12* — соль (преимущественно галитовая); *13* — калийная соль; *14* — основные эффузивы; *15* — туфы основного состава; *16* — гранодиориты; *17* — гнейсы; *18* — габбро; *19—21* — зоны водообмена (*19* — активного, *20* — замедленного, *21* — весьма замедленного); *22* — пиритизация; *23* — окремнение; *24* — битуминизация; *25* — железистые стяжения, оолиты; *26* — ожелезнение; *27* — гнезда и прожилки кальцита; *28* — вторичная доломитизация; *29* — линзы сидерита; *30* — прослои горючих сланцев; *31* — прослои и линзы угля; *32* — залежи нефти; *33* — гнезда флюорита; *34* — гнезда барита; *35* — конкреции фосфорита; *36* — наибольшее аномальное или среднее значение элемента в разрезе; *37* — наиболее обогащенная элементом часть разреза. Знаки над содержанием элемента в породах: ос — основные, ср — средние, к — кислые, щ — щелочные, ус — ультраосновные, (.) — песчаники, (—) — глины, (/) — карбонаты, х — хлоритизированные песчаники. Типы разрезов по зонам: З — Западная, Ц — Центральная, В — Восточная