Р.Ф. АБДРАХМАНОВ, В.Г. ПОПОВ

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНОГО УРАЛА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ НАУК
ЮЖНО-РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ (НПИ)

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
UFA SCIENTIFIC CENTRE
INSTITUTE OF GEOLOGY

RUSSIAN ACADEMY OF NATURAL SCIENCES
SOUTH RUSSIAN STATE TECHNICAL UNIVERSITY (NPI)

Р. Ф. Абдрахманов, В. Г. Попов

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНОГО УРАЛА

Ответственный редактор
член-корреспондент РАН В. Н. Пучков

Уфа
Гилем
2010

R. F. Abdrakhmanov, V. G. Popov

GEOCHEMISTRY and GROUNDWATER FORMATION PROCESSES in the SOUTHERN URALS

Editor-in-Chief
V. N. Puchkov, RAS Associate Member

Ufa
Gilem
2010

УДК 550.42:551.14+556.31 (234.853)
ББК 26.3
А 13

А 13 **Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.**
Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала / Отв. ред. чл.-корр. РАН В.Н. Пучков. – Уфа: АН РБ, Гилем, 2010. – 420 с.

ISBN 978-5-7501-1165-7

Работа посвящена проблемам региональной гидрогеологии и генетической гидрогеохимии Южного Урала. Систематически освещены главные природные факторы региона. Рассмотрены гидрогеодинамические и гидрогеохимические закономерности зоны гипергенеза главных структур региона (Западного склона, Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория), гидрогеологические взаимоотношения горно-складчатого сооружения с сопредельными структурами Восточно-Европейской платформы. Особое внимание уделено анализу гидролитических и обменно-адсорбционных процессов и их роли в формировании различных геохимических типов подземных вод, в частности, вод содового типа. Изложены концепции образования глубинных вод Уральского орогена: седиментогенных, конденсатогенных и других генетических типов. Освещены проблемы водоснабжения, происхождения и использования минеральных вод, геоэкологии горнорудных районов Южного Урала.

Рассчитана на специалистов в области гидрогеохимии, региональной гидрогеологии, водного хозяйства и гидроминеральных ресурсов. Рекомендуется в качестве учебного пособия для студентов вузов геолого-гидрогеологического профиля.

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук, профессор А.И. Гавришин
доктор геолого-минералогических наук С.Г. Ковалев

УДК 550.42:551.14+556.31 (234.853)
ББК 26.3

Abdrakhmanov R.F., Popov V.G.
Geochemistry and Groundwater Formation Proctsses in the Southtrn Urals / Editor V.N. Puchkov, RAS Associate Member. – Ufa: Gilem Publ. House, 2010. – 420 p.

The work is focused on the problems of regional hydrogeology and genetic hydrogeochemistry in the Southern Urals. Major natural factors of the region are systematically treated, including landscape, climatic, hydrological, geotectonic, mineralogical and hydrogeological ones. Consideration is given to hydrogeodynamic and hydrogeochemical regularities of the hypergenesis zone in the main structures of the region (western slope of the Urals, Central Uralian Highlands and Magnitogorsk Megasynclinorium), hydrogeological interrelations between the folded mountain edifice and adjacent structures of the East-European Plate. Special attention is paid to the analysis of hydrolytic and exchange-adsorption processes and their role in the formation of groundwater of different geochemical types, and of soda-type waters in particular. The book presents concepts concerning deep water formation of sediments, condensate and other genetic types in the Uralian Orogen. The problems are elucidated on water supply, origin and use of mineral waters and also on geoecology of mining areas in the Southern Urals.

ISBN 978-5-7501-1165-7

© Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г., 2010
© Институт геологии УНЦ РАН, 2010
© АН РБ, издательство «Гилем», 2010

Введение

Исследование вещественного состава, происхождения и закономерностей скоплений подземных вод горно-складчатых сооружений является одним из наиболее важных направлений региональной гидрогеологии и генетической гидрогеохимии. Основы его были заложены фундаментальными трудами В.И. Вернадского и А.Е. Ферсмана, а в дальнейшем оно было развито в работах И.К. Зайцева, Н.И. Толстихина, А.М. Овчинникова, Н.А. Маринова, Е.В. Пиннекера, Е.В. Посохова, Е.А. Баскова, В.А. Кирюхина, А.В. Кудельского, С.Р. Крайнова, С.Л. Шварцева и др.

В современной гидрогеологии и гидрогеохимии одной из малоизученных и дискуссионных является проблема глубинной гидрогеохимической зональности горных стран. Издавна утвердились представления об орогенных областях в целом и Урале в частности как о гидрогеологически открытых структурах, являющихся внешними зонами питания и создания напора глубоких подземных вод прилегающих платформ. Гидрогеологическая обстановка в них и в сопредельных районах краевых прогибов считалась неблагоприятной для сохранения залежей нефти и газа. Подземные воды в горных странах связывались главным образом с зоной региональной экзогенной трещиноватости пород, подверженных воздействию процессов выветривания. Вследствие глубокой эрозионной расчлененности рельефа горных массивов, высоко приподнятых над прилегающими равнинами, в них под влиянием процессов инфильтрации атмосферных осадков сформировалась мощная зона пресных вод. Ниже зоны активной трещиноватости монолитные кристаллические породы считались водоупорными, за исключением локальных зон разломов, в которых происходит разгрузка напорных вод различного газового состава, обычно с невысокой минерализацией.

Однако региональными гидрогеологическими исследованиями последних десятилетий установлено, что горно-складчатые области не являются гидрогеологически однозональными структурами: они имеют не только широтную и высотную гидрогеодинамическую и гидрогеохимическую поясность, но и глубинную зональность. Под зоной пресных вод повсеместно обнаруживается многокилометровая толща осадочных, метаморфических и магматических пород, насыщенная солёными водами и рассолами. Происхождение их связывается с захоронением в осадочных породах седиментогенных и метаморфогенных вод, выщелачиванием из

пород легкорастворимых солей, внедрением по зонам тектонических нарушений минерализованных вод из соседних артезианских структур, проникновением вод древних и современных морских бассейнов и другими процессами.

Решающее значение в формировании глубинной гидрогеохимической зональности горных стран отводится динамике подземных вод, в свою очередь зависящей от характера и степени пустотности горных пород. Теоретическими исследованиями и изучением трещиноватости пород в глубоких скважинах и горных выработках складчатых областей, в том числе Урала, показано, что трещины разного уровня и генезиса и связанная с ними водоносность прослеживаются в различных литолого-генетических типах пород на глубину нескольких тысяч метров. Наличие воды в жидкой фазе на глубинах >4–5 км связывается с процессами регионального тектонического рассланцевания, гидрогенного разуплотнения пород и другими процессами. Все это явилось основанием для выделения в горно-складчатых областях не только зоны интенсивной циркуляции, но и зон замедленного водообмена, застойного гидрогеодинамического режима с содержащимися в них минерализованными водами различного происхождения.

С позиции этих представлений обнаружение в недрах орогенов солёных и рассольных вод стало восприниматься не как аномальное, а как закономерное явление, отражающее сущность нормальной гидрогеохимической зональности, относящейся к категории фундаментальных свойств земной коры. Гидрогеохимия складчатых областей в настоящее время рассматривается как результат сложного взаимодействия в пространстве и во времени различных гидрогеологических структур, интенсивного проявления на разных этапах их развития тектонической и магматической деятельности, исключительной ролью в жизни подземных вод седиментогенеза, складкообразования, ландшафтно-климатических и других условий.

Подземные воды Урала, расположенного на рубеже Европейского и Азиатского материков и разделяющего Русскую и Западно-Сибирскую плиты, имеют более чем 250-летнюю историю изучения. Отрывочные данные о них содержатся в трудах первых экспедиций Российской Академии наук второй половины XVIII–XIX вв. и Российского геологического комитета (П.С. Паллас, В.Ф. Зуев, И.И. Лепехин, Н.П. Рычков, Н.П. Соколов, Р.И. Мурчисон, А.П. Карпинский и др.) В конце XIX – начале XX вв. на Урале были описаны Аскынские, Тереклинские, Таш-Астинские, Красноусольские и Ассинские минеральные источники (А.А. Краснопольский, А.В. Нечаев, Ф.Н. Чернышев). В дальнейшем они изучались Г.В. Вахрушевым, А.И. Дзенс-Литовским, В.А. Арбузовым, авторами настоящей работы и другими исследователями.

Планомерное изучение подземных вод Южного Урала на базе мелко- и среднемасштабных гидрогеологических съёмок проводилось с 60-х гг.

прошлого столетия силами Башкирского, Уральского и Оренбургского геологических управлений (Г.М. Андрианов, Н.Н. Толстунова, М.А. Коротkин, Л.Е. Черняева, Р.Н. Фаткуллин и др.). На всю территорию региона были составлены гидрогеологические карты с описанием водоносности пород и химического состава подземных вод.

Одновременно развернулись поисково-разведочные работы для хозяйственно-питьевого водоснабжения населённых пунктов Центрального Урала и Зауралья (Шартымское, Учалинское, Белорецкое, Миндякское, Баймакское, Таналыкское и другие месторождения). Они сыграли важную роль для оценки эксплуатационных запасов пресных подземных вод.

Ценная гидрогеологическая информация была получена в разные годы на месторождениях рудных и особенно медноколчеданных месторождений (Юбилейное, Подольское и др.), связанных с вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями Тагило-Магнитогорского прогиба (В.Н. Малов, В.И. Макаров, Р.Т. Хусаинов, Н.И. Ильичёв и др.). Она характеризует не только верхнюю зону активной трещиноватости пород, но и более глубокие (до 500–800 м) части разреза. Химический состав подземных вод месторождений рудных полезных ископаемых Южного и Среднего Урала рассматривается в публикациях Г.А. Востроknутова, Е.А. Пислегиной, А.М. Черняева, Л.С. Табаксблата, В.Ф. Ковалёва, Р.Ф. Абдрахманова, Р.М. Ахметова и др.

Из обобщающих работ по гидрогеологии Урала и сопредельных территорий следует назвать монографии Н.Д. Буданова [1964], А.М. Черняева, А.П. Сирмана, [1976], А.М. Черняева, Л.Е. Черняевой [1973], Л.Е. Шимановского и И.А. Шимановской [1973], А.Я. Гаева [1989]. Они касаются главным образом неглубокозалегающих пресных подземных вод.

Важной вехой в познании гидрогеологических условий явился изданный в 1972 г. коллективный труд «Гидрогеология СССР. Т. XV. Башкирская СССР», в котором выполнена систематизация и обобщение большого фактического материала по подземным водам Южного Урала и Предуралья.

Проблемам региональной и нефтегазовой гидрогеологии, гидрогеодинамики, гидрогеохимии и гидрогеоэкологии Предуралья и Южного Урала посвящены монографические работы авторов последних 35 лет. Среди них — «Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья» [1985], «Гидрогеология Южного Предуралья» [1985], «Гидрогеология Европы» в 2-х т. [1989], «Гелиевые исследования в гидрогеологии» [1990], «Формирование подземных вод Башкирского Предуралья в условиях техногенного влияния» [1990], «Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере» [1992], «Техногенез в подземной гидросфере Предуралья» [1993], «Минеральные лечебные воды Башкортостана» [1999], «Карст Башкортостана» [2002], «Гидрогеоэкология Башкортостана» [2005], «Пресные подземные воды Башкортостана» [2007], «Геохимическая зональность и происхождение рассолов Предуралья» [2009] (см. список литературы).

Геолого-гидрогеологические данные о глубоких частях недр Южного Урала, касающиеся тектоники, литологии, стратиграфии, коллекторских свойств пород, химического и газового состава вод, были получены Объединением «Башнефть» и другими организациями в результате бурения параметрических и нефтеразведочных скважин в зонах передовых складок Урала (Иштугановская площадь), Магнитогорского мегасинклинория (Уральская площадь), Башкирского антиклинория (Кулгунинская скважина), Зилаирского синклинория (Асташская и Сакмарская площади) и др. Несмотря на существенные недостатки в гидрогеохимических и гидрогеодинамических испытаниях скважин, полученные данные проливают некоторый свет на гидрогеологические условия глубоких зон земной коры Южного Урала. Изучением восточного склона орогена занимались А.И. Ковальчук, Ю.А. Шиляев, Ю.В. Михайлов, западного склона — И.Н. Шестов, Н.П. Егорова, Б.В. Озолин, В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов и другие исследователи.

Целью настоящей работы является анализ региональных геохимических особенностей и закономерностей формирования подземных вод различных структурно-формационных зон Южного Урала. При этом особое внимание авторы старались уделить недостаточно исследованным вопросам, касающимся геохимии и генезиса глубинных, в том числе конденсатогенных вод, гидрогеологических взаимоотношений Урала с сопредельными структурами Восточно-Европейской платформы. Одной из важных и дискуссионных проблем современной генетической гидрохимии является происхождение подземных содовых вод, которые получили довольно широкое развитие на Южном Урале. Решение этой проблемы потребовало сравнительного анализа процессов формирования содовых вод Южного Урала и Предуралья, являющихся классической областью распространения «чистых» гидрокарбонатных натриевых вод. В условиях горно-складчатого Урала недостаточно исследована кинетика и литолого-гидрохимические последствия гидролитических процессов в алюмосиликатных образованиях. В качестве прикладных аспектов рассматриваемой гидрогеологической и гидрогеохимической проблематики в работе приводится оценка эксплуатационных запасов пресных подземных вод, выяснение условий размещения и формирования минеральных вод, геоэкологического состояния горнорудных районов.

В основу работы положены результаты полевых исследований авторов на Южном Урале в 1993–2009 гг. В ней также широко использованы литературные данные по гидрогеологии, литологии, геохимии и тектонике региона. Гидрогеохимические аналитические исследования выполнены в лабораториях «Башгидромет», ОАО «Башкиргеология» и других специализированных организаций. Микроэлементный состав различных сред произведен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP – S.PLASMA QUAD фирмы «VG instruments» в ИГЕМ РАН.

Непосредственно на водоисточниках изучались H_2S и O_2 (колориметрированием), CO_2 (объёмным способом), pH и Eh (с помощью иономера «И–102»). Определение концентрации гелия в подземных водах выполнено на магниторазрядном индикаторе «ИНГЕМ».

Систематизация подземных вод по химическому составу, как и во всех предыдущих работах авторов, произведена на базе классификации Алекина – Посохова [Алёкин, 1970; Посохов, 1975]. В соответствии с ней, при соблюдении неравенства rCl < rNa, выделяются тип I (гидрокарбонатнонатриевый или содовый) с соотношением $rHCO_3 > rCa+rMg$ и тип II (сульфатнонатриевый) с соотношением $rHCO_3 < rCa+rMg$. В случае, когда rCl > rNa, выделяются типы IIIа (хлормагниевый) с соотношением rCl < rNa+rMg и IIIб (хлоркальциевый) с соотношением rCl > rNa+rMg. Если в воде концентрация HCO_3^- равна нулю, то она относится к типу IV. Наименование водам дается по преобладающим анионам и катионам в порядке их возрастания. Преобладающими считаются ионы, содержащиеся в количестве 20% и более при условии, что сумма как анионов, так и катионов равна 100%.

Глава 7 написана в соавторстве с канд. геол.-мин. наук Р.М. Ахметовым. Раздел 5.5 составлен канд. мед. наук Е.Р. Абдрахмановой. При подготовке работы к изданию большую помощь оказали научные сотрудники Института геологии УНЦ РАН канд. биол. наук А.О. Полева, канд. геол.-мин. наук С.П. Носарева, канд. геогр. наук Р.А. Фаткуллин, А.П. Черников. Графические работы выполнены Р.М. Ахметовым и А.О. Полевой. Пользовались также консультациями чл.-корр. РАН В.Н. Пучкова, д-ров геол.-мин. наук В.А. Маслова, Д.Н. Салихова, С.Г. Ковалева, канд. геол.-мин. наук А.М.Косарева. Авторы выражают им свою глубокую признательность.

Глава 1

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Южный Урал характеризуется разнообразными физико-географическими и геолого-структурными условиями, играющими определяющую роль в формировании подземных и поверхностных вод.

1.1. Орография

К Южному Уралу относится самый крупный по площади и второй по высоте район современного Уральского горного пояса, заключенный между параллелями 51 и 56° с.ш., протяжённостью 530–540 км [Рождественский, 2000]. Его ширина достигает почти 190 км. К северу и югу происходит сужение Уральских гор соответственно до 60–65 и 40–50 км. Средние абсолютные высоты гор 700–1 000 м, высшая точка 1 640 м над уровнем моря (рис. 1.1). По строению рельефа территория разделяется на два района: больший — северный и меньший — южный.

Для северного района характерен типичный низко- и среднегорный хребтовый, а для южного — низкогорный плоскогорный рельеф. Граница между ними проходит примерно по широтному течению р. Белой. На обширном пространстве северного района Южного Урала расположено несколько (до 8–12) параллельных горных цепей, составными звеньями которых служат отдельные хребты (Алатау, Зигальга, Нары, Бол. Шатак, Юша, Машак, Бакты, Аваляк, Крака, Уралтау, Ирендык, Крыкты, Куркак и др.). Цепи ориентированы в субмеридиональном и меридиональном («уральском») направлении и разделены межгорными понижениями (рис. 1.2).

Наиболее крупными хребтами «уральского» простирания являются Алатау (845 м), Калу (858 м), Зильмердак (909 м), Зигальга (1 427 м), Белягуш (934 м), Нары (1 327 м), Бол. Шатак (1 271 м), Уварся (1 080 м), Юша (1 116 м), Машак (1 183 м), Кумардак (1 138 м), Бакты (1 037 м), Аваляк (1 291 м), Ягодный (1 205 м), Крака (1 048 м), Уралтау (1 068 м), Ирендык (987 м), Крыкты (1 118 м), Куркак (1 008 м). В северной части западного склона Южного Урала находятся самые высокие горные массивы — Ямантау (1 640 м) и Иремель (1 586 м), вершинная поверхность которых осложнена грядами субширотного простирания. Наиболее протяжённый хребет

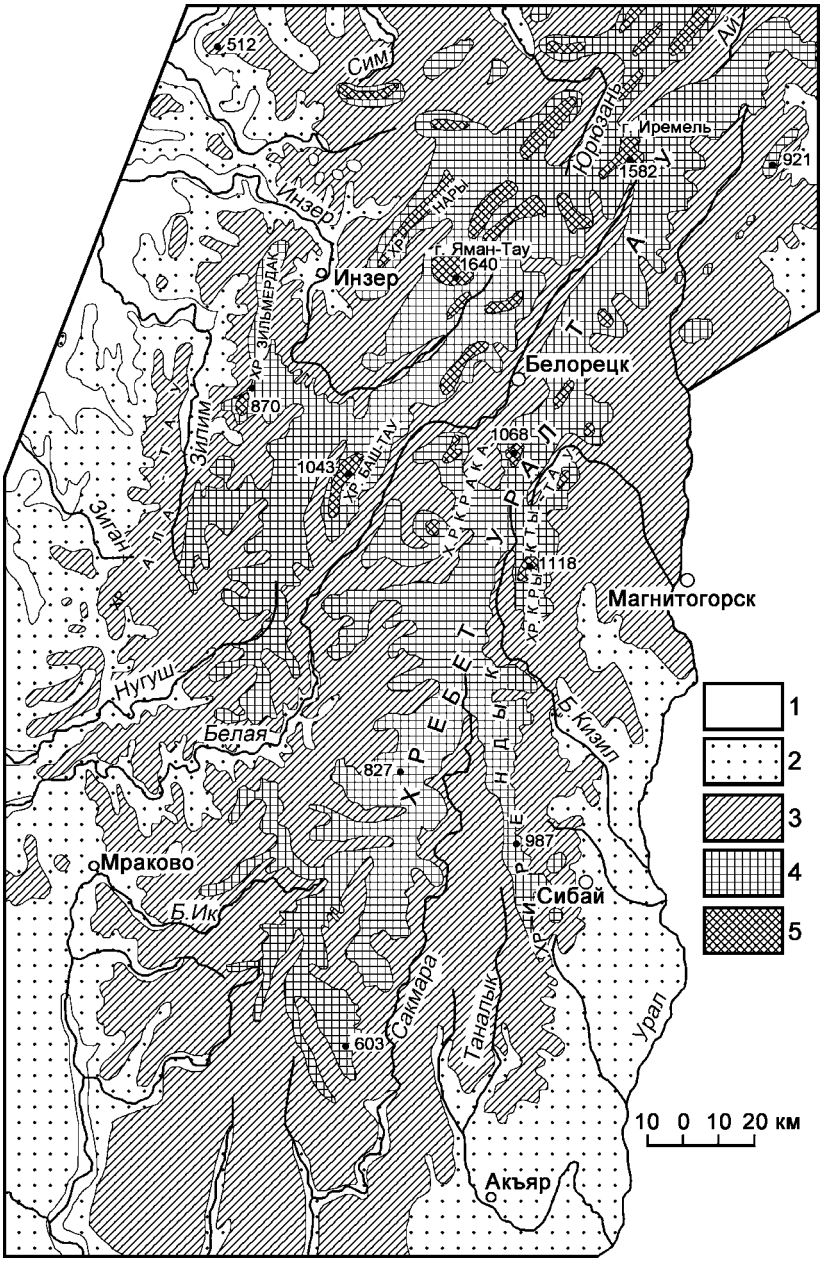


Рис. 1.1. Гипсометрическая карта Южного Урала по Х.Я. Тахаеву [1959], с дополнениями

Высоты (м): 1 — < 200, 2 — 200–400, 3 — 400–600, 4 — 600–800, 5 — > 800

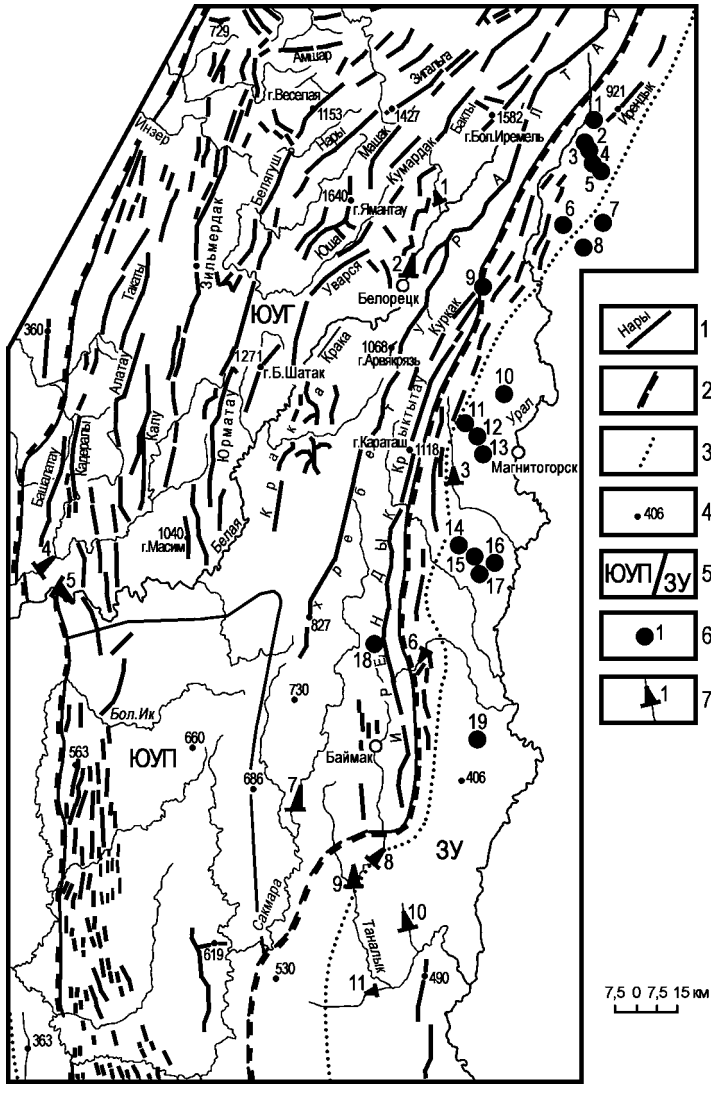


Рис. 1.2. Орографическая схема и водоёмы Южного Урала

Условные обозначения: 1 — горные хребты; 2 — граница горного рельефа; 3 — граница переходного рельефа от гор к равнинам; 4 — абсолютные отметки рельефа (м); 5 — граница геоморфологических районов: ЮУГ — Южноуральские горы (низко- и среднегорье), ЮУП — Южноуральское плоскогорье (Зилаирское плато), ЗУ — Зауральский пенеплен; 6 — озера: 1 — Белое, 2 — Калкан, 3 — Ургун, 4 — Бол. Учалы, 5 — Карагайлы, 6 — Гнилое, 7 — Карагайское, 8 — Чебачье, 9 — Узункуль, 10 — Южное Улянды, 11 — Банное, 12 — Суртанды, 13 — Мулдакаккуль, 14 — Бурсунды, 15 — Атавды, 16 — Сухое, 17 — Улянды, 18 — Талкас, 19 — Култубан; 7 — водохранилища: 1 — Тирлянское, 2 — Белорецкое, 3 — озеро Чебаркуль, 4 — Нугушское, 5 — Юмагузинское, 6 — Худолазовское, 7 — Сакмарское, 8 — Таналыкское, 9 — Бузавлыкское, 10 — Маканское, 11 — Акъярское

Южного Урала — Уралтау (до 360 км) — является главным водоразделом, разделяющим бассейны рек Белой и Урала. Он делит Южный Урал на западный и восточный склоны. По площади *западный склон* намного превосходит восточный: здесь сосредоточены почти все горные цепи и межгорные понижения, тогда как на *восточном склоне* имеется одна крупная цепь, состоящая из хребтов Ирендык, Крыкты и Куркак. Занимая положение главного водораздела, хребет Уралтау, однако, не является самым высоким на Южном Урале: его средние абсолютные отметки составляют 700–900 м, а среднегорный рельеф с высотами, превышающими 900–1 000 м и более, находится на западном склоне и приурочен в основном к крупной положительной тектонической структуре — Башкирскому поднятию (мегантиклинорию).

К западному склону приурочена разветвлённая речная сеть Южного Урала, принадлежащая бассейнам правобережных притоков р. Белой (Сим, Лемеза, Бол. и Мал. Инзер, Катав, Зилим, Усолка, Зиган, Нугуш и др.) и правобережному притоку Урала — р. Сакмаре и ее притокам (рекам Куруил, Касмарка, Бол. Ик и др.). Горные реки на поперечных участках пересечения хребтов характеризуются глубоким врезом, развитием коренных меандр, V-образным, местами каньонообразным строением долин, чем отличаются от рек, протекающих по межгорным понижениям.

Для Южного Урала свойственно преобладание относительно выровненных вершинных поверхностей большинства хребтов и горных массивов и их ярусное расположение, образующее характерную ступенчатость рельефа, обязанную существованию разновозрастных и разновысотных поверхностей выравнивания. Наиболее высокие хребты (>1 000–1 100 м) несут на себе яркие свидетельства проявления морозной альтипланации в виде гольцовых террас и каменных россыпей, дающих начало «каменным рекам» — курумам (например, на массиве г. Иремель, хр. Таганай и др.).

Вследствие выровненности вершинной поверхности высоких горных массивов и хребтов на них происходит скопление атмосферных вод и заболачивание значительных по площади участков, где берет начало ряд крупных рек Южного Урала, таких как Белая, Ай, Юрюзань, Бол. и Мал. Инзер, Урал и др. Характерная особенность этих рек заключается в том, что долины в верховьях расширены, неглубоко врезаны, имеют спокойное течение, и только ниже, вступая на склоны массивов и хребтов, они становятся типичными горными реками с неуравновешенным быстрым течением, перекатами и перепадами, местами с водопадами, общим глубоким врезом.

К югу от широтного отрезка р. Белой в пределах южного района находится *Южно-Уральское плоскогорье*, сложенное в основном палеозойскими и допалеозойскими породами. Характерная геоморфологическая особенность его состоит в том, что при сложной складчато-блоковой структуре рельефообразующих пород вершинная поверхность отличается сильной выровненностью, уплощенностью, мягкими полого-увалистыми формами; она имеет общий уклон с северо-востока на юго-запад и юг;

средние абсолютные отметки плоскогорья составляют 450–600 м, а максимальные лишь местами (в северо-восточной части) несколько более 700 м. В то же время густая речная сеть плоскогорья отличается глубоким врезом, многие долины имеют V-образную форму и быстрое течение рек.

Плоскогорье включает в себя район с наиболее выровненной вершинной поверхностью, сложенный палеозойскими отложениями, называемый Зилаирским плато, и прилегающий к нему с востока полого-волнистый участок Уралтауского поднятия, образованный рифейскими породами.

Крайняя восточная горная цепь Южного Урала, образуемая хребтами Ирендык, Крыкты и Куркак, принадлежит *Магнитогорскому мегасинклинорию*, сложенному осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами палеозойского возраста. На западе она граничит с межгорным понижением, отделяющим её от хребта Уралтау и Южно-Уральского плоскогорья. В строении наиболее расширенной южной части этого понижения — Баймак-Таналыкской депрессии — участвуют, наряду с палеозойскими породами, континентальные триасовые, юрские, нижнемеловые и морские верхнемеловые и палеогеновые отложения. Они играют важную выравнивающую геоморфологическую роль.

К востоку и северо-востоку от горной цепи Ирендык – Крыкты – Куркак расположена узкая меридиональная полоса грядово-сопочного рельефа восточного предгорья Южного Урала, сменяющаяся далее к востоку обширными равнинными пространствами *Зауральского пенеплена* со средними абсолютными высотами 400–500 м. Рельеф данной полосы определяется наличием разобщенных, вытянутых в субмеридиональном направлении гряд, хребтиков и сопок, сложенных палеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными породами (горы Бугулыгыр, Чуваштау, Улузбиик, Биягода, Ташты, Курятмас, Кутантау, Узункыр, Ялай, Устубиик, Утканташ, Шаулама и др.). В целом предгорная полоса грядово-сопочного рельефа образует переходную зону от гор Южного Урала к равнинам Зауралья. В ее западной части развит более пересеченный рельеф, чем в восточной. Восточный склон и предгорная зона Южного Урала орошаются рядом больших и малых правых притоков р. Урал (реками Таналык, Янгелька, Кизил, Бол. и Мал. Кизил с притоком Худолаз, Бол. Уртазымка и др.).

Восточная предгорная зона Южного Урала богата озёрами (Култубан, Уляндыкуль, Улянды, Атавды, Чебаркуль, Мулдаккуль, Суртанды, Банное, Узункуль, Ургун, Калкан, Белое, Аушкуль и др.; см. рис. 1.2).

К востоку от предгорной озерной полосы расположена область *Зауральского пенеплена*. Поверхность его плоская, полого-волнистая с общим уклоном на восток. Она срезает породы рельефообразующего палеозойского субстрата на самых различных структурных и стратиграфических уровнях. Пенеплен — область развития в основном денудационного рельефа, наряду с которым на сниженных междуречьях развиты участки цокольной равнины с фрагментами уцелевших от размыва мезозойской

и палеогеновой кор выветривания. Речная сеть пенеплена представлена в основном левыми притоками р. Урал (Гумбейка, Зингейка, Бол. Караганка) и многочисленными левыми притоками р. Тобол, имеющими общий сток в восточном направлении (Миасс, Увелька, Агыр и др.).

Основными факторами формирования рельефа на данной территории являются эрозионные и денудационные процессы, наиболее сильно проявившиеся в конце миоцена и начале плиоцена в период неотектонического поднятия. В четвертичный период эти процессы продолжают играть значительную роль из-за большой расчлененности рельефа.

Южный Урал принадлежит к горным областям с хорошо развитой гидрографической сетью. Речная сеть на Южном Урале имеет сложное решётчатое в плане очертание, обусловленное чередованием меридиональных и широтных отрезков речных долин. Меридиональные и субмеридиональные части долин приурочены к межгорным (межхребтовым) понижениям и подчинены меридиональному и субмеридиональному («уральскому») простиранию рельефообразующих пород, а широтные части пересекают их вкрест простирания или под очень крутым углом.

Современный Южный Урал относится к территориям с преобладающим гумидным климатом и свойственными ему флювиальными типами экзогенного рельефа, и только в наиболее высоких частях гор в отдельных районах развиты формы рельефа, типичные для областей с нивальным и морозным климатом. Собственно ледниковые экзарационные формы рельефа, обязанные действию горно-долинных ледников эпохи позднеплейстоценового оледенения, отмечены на ограниченных пространствах горных массивов хребтов Зигальга, Иремель, Баштак, Кумардак, г. Ямантау. На абсолютных высотах >1 200 м в горах Южного Урала развиты гольцовые террасы, каменные многоугольники, каменные россыпи и другие формы морозной альтипланации. Мерзлотно-солифлюкционные и нивальные процессы придали этой местности характерный морфоскульптурный облик горной тундры [Рождественский, 2000].

По морфогенетическим особенностям выделяются денудационный и аккумулятивный типы рельефа. Денудационный тип охватывает склоны и водораздельные пространства долин рек. В пределах исследуемой территории характер склонов различный. Наблюдается чередование выположенных и крутых обрывистых склонов. Выположенные склоны в пределах Южноуральской горной системы имеют вогнутый характер с крутизной от 30–37° (хр. Баштау, Белятур, Машак и др.) до 42–46° и более (хр. Базал — г. Масим, хр. Машак — г. Ямантау и др.). Крутизна склонов уменьшается к их нижней части (16–24°), где отмечается делювиально-пролювиальный шлейф (хр. Авдырдак, Белягуш, Кибиз, Такаты и др.). Здесь широко развиты такие физико-геологические процессы как плоскостной смыв и смыв временно действующими потоками. Гравитационные процессы (обвалы, каменные потоки) отмечаются обычно в верхних частях склонов долин.

Впадающие в долины рек лога имеют V-образную форму поперечного профиля с относительно симметричными и асимметричными нерасчленёнными или слабо расчленёнными задернованными склонами с обнажениями коренных пород с превышением 10–20 м над тальвегом.

В пределах денудационных форм рельефа отмечаются сохранившиеся фрагменты древнего рельефа преимущественно на водоразделах в виде педиментов (выровненной поверхности) на абсолютных отметках 350–430 м. Педименты имеют слабонаклонную поверхность в сторону современных эрозионных врезов.

Основную роль в формировании аккумулятивного рельефа играли флювиальные процессы. За счёт действия плоскостного смыва и временно действующих потоков были сформированы пролювиально-делювиальные шлейфы в основании выположенных склонов долины (12–18°), а за счёт эрозионно-аккумулятивной деятельности реки — высокая пойма и первая надпойменная терраса.

Склоны долин рек на большом протяжении характеризуются отвесными скалами, каменистыми осыпями. В долинах рек развиты в основном первая надпойменная и пойменная террасы. В узких участках долины (быстротоки), где реки прорезают горные хребты, элементы террас почти отсутствуют («беспойменная долина»). Ширина долин составляет, как правило, 200–500 м.

Долины более крупных рек имеют обычно корытообразную форму с асимметричными склонами. Относительные превышения водораздельных пространств над урезом воды достигают 250–300 м. Ширина днищ долин < 200 м. Отмечаются фрагменты высокой поймы и первой надпойменной террасы, высота уступов которых соответственно составляет 0,5–2,0 и 3,0–6,0 м. Высокая пойма имеет слабонаклонную, на отдельных участках бугристую поверхность. Ширина поймы изменяется от 20 до 200 м.

Своеобразный рельеф Южного Урала, включающий средние и низкие горы и высокие равнины (Зауральский пенеплен), характеризуется резкими колебаниями уклонов русел рек (рис. 1.3). Интервалы уклонов (см/км) изменяются от 100–500 (Зауральская равнина, бассейны рек Бол. Кизил, Таналык, южная часть Зилаирского плато) до 2 500–5 000 и более (центральная и северная части Южноуральских гор).

На Южном Урале в местах развития растворимых пород широко распространены карстовые формы рельефа (рис. 1.4). Выделяются горный карст на сильно дислоцированном субстрате и равнинный карст на складчато-глыбовой основе.

Горный карст в пределах Южного Урала (карстовые провинции: Западно-Уральская внешней зоны складчатости и Центрально-Уральская; см. рис. 1.4, табл. 1.1) распространен на западном склоне в известняках девона и карбона внешней зоны складчатости, известняках, доломитах силура и девона Прибельской части Зилаирского синклинория и в Тирлянской

мульде, известняках и доломитах верхнего протерозоя Башкирского антиклинория. Тектоническая нарушенность пород (трещиноватость, складки и многочисленные разрывные нарушения в виде сдвигов, надвигов, сбро-

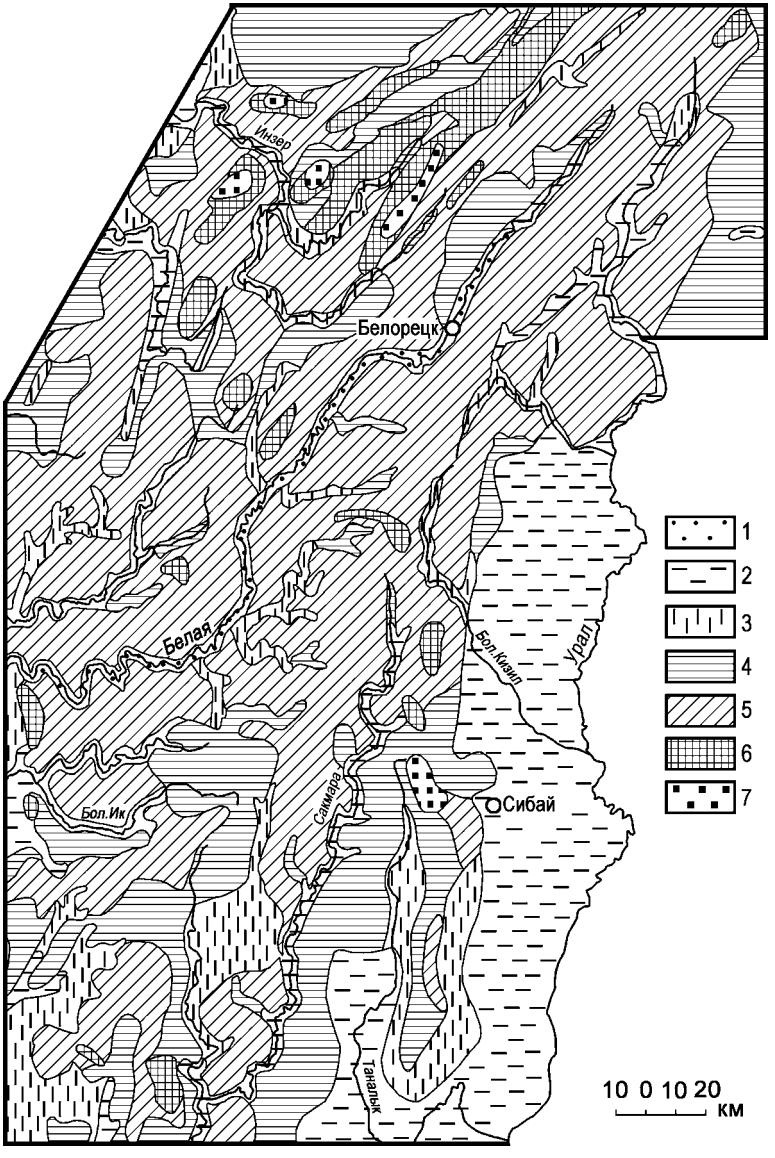


Рис. 1.3. Карта уклонов русел рек Южного Урала [Абдрахманов, 2008]

Уклоны русел рек (см/км): 1 — < 100; 2 — 100–250; 3 — 250–500; 4 — 500–1 000; 5 — 1 000–2 500; 6 — 2 500–5 000; 7 — > 5 000

сов), большая пересечённость и амплитуда относительных высот рельефа способствуют проникновению линейного карста на большую глубину (десятки и сотни метров в Зигазино-Комаровском железорудном бассей-

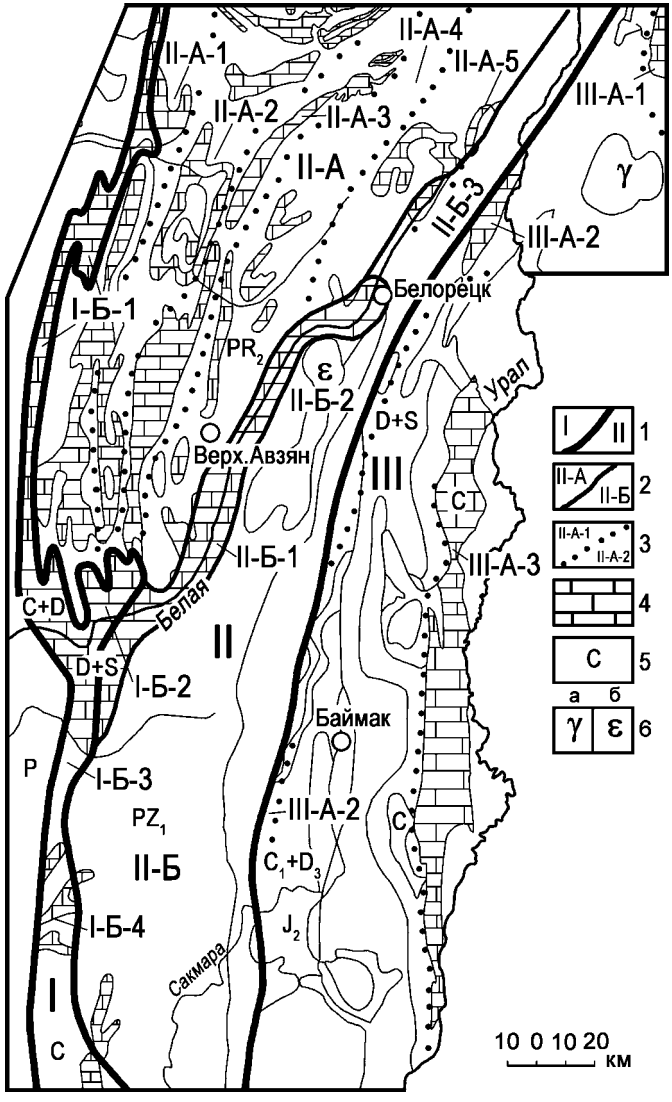


Рис. 1.4. Схема районирования карста Южного Урала [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002]

Условные обозначения: 1–3 — границы карстовых провинций (1, табл. 1.1), областей (2), районов (3); 4 — карбонатный карст; 5 — возраст карстующихся пород; 6 — массивы магматических пород: а — кислые (граниты), б — ультраосновные

не). В девонских и каменноугольных породах карст представлен преимущественно воронками овальной формы глубиной 8–10 м, длиной до 60 м, вытянутыми по простиранию пород и тектонических нарушений. Число воронок возрастает в среднем от 10 на 1 км^2 на междуречьях до 30–40 на 1 км^2 на эрозионных склонах и в долинах. Воронки коррозионные

Таблица 1.1

Районирование карста Южного Урала

Карстовые провинции	Карстовые области	Усл. индексы областей	Карстовые районы	Усл. индексы р-нов на карте
Западно-Уральской внешней зоны складчатости — I	Южная часть внешней зоны складчатости (карбонатный карст)	I–Б	Зилим-Инзерский карбонатного покрытого карста	I–Б–1
			Бельско-Нугушский карбонатного покрытого карста	I–Б–2
			Приикский карбонатного покрытого карста	I–Б–3
			Ассельско-Ускалыкский карбонатного покрытого карста	I–Б–4
Центрально-Уральская — II	Башкирское поднятие — мегантиклинорий (карбонатный карст)	II–А	Зилимо-Шишенякский (понижение между хребтами Колу – Алатау) карбонатного покрытого карста	II–А–1
			Инзеро-Нугушский (понижение между хребтами Колу – Ардакты – Баштин) карбонатного покрытого карста	II–А–2
			Бакало-Зигазинский (понижение между хребтами Ардакты – Баштин – Юрматау) карбонатного покрытого карста	II–А–3
			Тараташско-Ямантауский карбонатного покрытого карста	II–А–4
			Иремельско-Малиногорский карбонатного покрытого карста	II–А–5
	Зилаирское плато — поднятие с Прибельским понижением и Уралтауское плато-поднятие (карбонатный карст)	II–Б	Прибельский карбонатного перекрытого и покрытого карста	II–Б–1
			Белорецкий карбонатного перекрытого и покрытого карста	II–Б–2
			Тирлянский перекрытого и покрытого карста	II–Б–3
Тагило-Магнитогорская — III	Магнитогорское понижение — мегасинклинорий (карбонатный карст)	III–А	Верхнеуральский карбонатного покрытого карста	III–А–1
			Сакмаро-Миндякский карбонатного покрытого карста	III–А–2
			Кизильско-Суундукский карбонатного покрытого карста	III–А–3

и коррозионно-провальные; встречаются колодцы и пропасти (например, самая глубокая 140-метровая пропасть Сумган на правобережье р. Белой), суходолы (исчезающие речки) Каменка, Атыш, Шульган, впадающие соответственно в реки Ай, Лемезу, Белую и др.

Горные районы Южного Урала богаты карстовыми пещерами. Большинство их приурочено к девонским и каменноугольным отложениям. В их числе крупнейшие — Капова пещера (Шульган-Таш), пропасть Сумган и др. Местонахождение пещер связано с долинами рек Белая, Нугуш, Селеук, Инзер, Лемеза, Сим, Ай и др. Пещеры, как правило, развиты вдоль тектонических нарушений и связанных с ними секущих тектонических трещин преобладающего северо-западного (320–340°) и северо-восточного (20–40°) направлений.

Пещеры и их устья находятся на разной высоте над днищами долин, обычно они соответствуют террасовым уровням ближайших рек, что было отмечено многими исследователями (П.И. Рычков, Г.В. Вахрушев, Г.А. Максимович, Д.С. Соколов, И.К. Кудряшов, В.И. Мартин и др.). Пещеры Капова, Хазинская, Ылысын и Аскынская имеют сообщающиеся вертикальными ходами три этажа, отражающие развитие речных долин. В некоторых пещерах находятся подземные речки и озера (Сумган, Капова, Мурадымовская и др.), часто встречаются натечные кальцитовые образования в виде сталактитов и сталагмитов. Многие пещеры имеют высокие подземные залы и коридоры.

На Зилаирском синклинории в его Прибельской части, в Тирлянской мульде и к югу от г. Белорецк карст развит в известняках и доломитах силура и девона в виде карстовых воронок, пещер и суходолов; плотность их более высокая на участках распространения девонских известняков. Диаметр воронок — 5–20 м, глубина — 2–5 м. На дне некоторых из них имеются поглощающие поноры. Значительная часть воронок заполнена делювиальными суглинками и превращена в небольшие озёра.

В верхнем течении р. Белой пещеры сформировались в доломитах и известняках. Их устья располагаются на разной высоте над урезом воды (3–5, 10–15, 30–40, 80 и 100 м), что отвечает уровням продольных террас в долине р. Белой. В районе г. Белорецк имеются древние карстовые впадины глубиной < 15 м, длиной 800–1 000 м, заполненные олигоцен-миоценовыми глинами.

На Башкирском поднятии (антиклинории) карстующиеся породы представлены известняками и доломитами миньярской, катавской, авзянской и доломитами миньярской, катавской, авзянской и саткинской свит рифея. Степень закарстованности пород неравномерная, свидетельством чего являются источники с разным дебитом — от нескольких до 100 л/с («Холодный» у д. Усман-Гали в долине р. Мал. Инзер и др.).

Равнинный карст восточного склона и Зауралья (Тагило-Магнитогорская карстовая провинция, см. рис. 1.4, табл. 1.1) распространён в основ-

ном в известняках кизильской свиты карбона и линзах известняков силура и девона среди эффузивных образований. Карстующиеся породы залегают под толщей (<50 м) элювиально-делювиальных глинистых отложений. Поверхностные карстопроявления приурочены к слабо перекрытым участкам. Они представлены воронками, шахтами, провалами, которые развиты по склонам и днищам суходолов в основном в бассейнах рек Мал. Кизил и Янгелька (район пос. Смеловского, Каменный и Пещерный лога и др.). Простирание вытянутых карстовых форм (овалов) соответствует простиранию карстующихся пород или тектонических нарушений. Глубинные формы карста в виде пещер известны в Пещерном (Ледяная пещера) и Каменном логах на междуречье Янгельки и Урала. Они выражены в рельефе огромными котловинами с понорами и воронками (урочище «Волчьи Ямы» около с. Пещерского на р. Янгельке и др.).

Разгрузка подземного стока в карстовых впадинах и полостях происходит по долинам рек Мал. Кизил. и Янгелька, где имеются источники с дебитом 40–50 л/с. Развиты карстовые полости, к которым приурочены месторождения огнеупорных глин и бокситов мезозойского возраста [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002].

1.2. Климат

На Южном Урале климат определяется характером взаимодействия радиационных и атмосферно-циркуляционных процессов с земной поверхностью. Как известно, от соотношения осадков и испарения зависит количество влаги, идущей на формирование поверхностного и подземного стока. Благоприятные условия для питания подземных вод имеются весной (вторая половина марта – апрель) и осенью (сентябрь – ноябрь), когда осадки в 2–5 раз превосходят испарение. На величину и распределение подземного и поверхностного стока большое влияние оказывает также характер осадков, рельеф, состав пород, слагающих поверхность, растительный покров и др.

Центральная и западная (горная) часть Южного Урала характеризуется избыточно-влажным, а восточная (равнинная) — недостаточно влажным (сухим) типом климатических условий.

По данным Башкирской гидрометеослужбы, за последние 15 лет на Южном Урале лето умеренно тёплое со средней июльской температурой воздуха плюс +16,9...+20,3°С, а зима довольно суровая и снежная: средняя температура января — –3,8...–12,0°С. Среднегодовая температура воздуха изменяется от +1,9 до +3,8°С (табл. 1.2). Наблюдаются резкие температурные колебания от –44°С (ст. Акъяр), –48,6°С (ст. Башгосзаповедник) зимой до +38,0°С (ст. Белорецк, Учалы), +42,0°С (ст. Акъяр) летом.

На Южном Урале среднегодовое количество осадков колеблется от 316 мм (ст. Акъяр) до 545 мм (ст. Зилаир), 750 мм осадков в среднем течении

Таблица 1.2

Средняя месячная и годовая температура воздуха (°С), по многолетним данным (1994–2008 гг.)

Метеостанция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	за год
Учалы	–13,2	–12,6	–6,1	2,4	11,0	15,6	17,5	15,3	9,5	3,1	–5,8	–11,4	2,1
Белорецк	–13,4	–12,1	–5,5	3,0	10,7	15,2	17,1	14,8	9,1	2,7	–6,0	–12,2	1,9
Тукан	–12,6	–11,7	–5,9	3,0	9,5	15,2	16,9	14,6	9,2	2,8	–6,2	–12,2	2,6
Башгосзаповедник	–13,8	–12,9	-4,0	2,8	10,6	15,2	17,0	15,0	10,5	2,1	–6,1	–12,5	2,3
Кананикольское	–13,3	–12,1	–6,1	3,0	10,8	15,3	17,1	15,3	9,7	2,7	–6,3	–12,5	2,1
Сибай	–12,0	–12,0	–5,9	4,9	12,9	17,2	19,7	18,6	12,2	4,4	–4,2	–10,8	3,8
Баймак	–13,1	–12,5	–6,7	4,0	12,1	17,2	19,0	17,2	11,0	3,8	–5,1	–11,3	3,0
Зилаир	–12,8	–11,8	–5,7	3,9	11,6	16,5	18,2	16,5	10,4	3,6	–5,4	–11,4	2,8
Акъяр	–13,6	–12,8	–6,7	4,7	13,7	18,8	20,3	18,8	12,6	5,0	–4,5	–11,3	3,8

рек Сим – Инзер (табл. 1.3, рис. 1.5). В бассейнах рек Зилим, Лемеза количество осадков достигает 1000 мм в год. Количество осадков, выпадающих в течение года, распределяется неравномерно по сезонам: максимум приходится на летний период (~40%), ~30% осадков приходится на осень; а весной и зимой выпадает примерно одинаковое количество осадков (15–17%).

При сопоставлении изменения температуры воздуха за последние 15 лет с многолетними данными (с 1944 г.) отмечается тенденция повышения температуры зимой и понижения летом [Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003]. Так, в январе температура на станции Учалы выросла на 1,4°С, а в июле снизилась на 1,2°С. В целом, в многолетнем плане на Южном Урале наблюдается повышение температуры воздуха от +0,6 до +1,6°С (табл. 1.4). За длительный период наблюдений (60–65 лет) в этом регионе отмечается также изменение годового количества осадков (см. табл. 1.4). В среднегорной части Южного Урала (ст. Белорецк, Тукан, Башгосзаповедник) количество осадков за последние 15 лет увеличилось

Таблица 1.3

Средняя месячная и годовая сумма осадков (мм), по многолетним данным (1994–2008 гг.)

Метеостанция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	за год
Учалы	18,7	18,1	25,0	33,0	51,7	60,2	64,9	43,2	36,1	39,9	21,8	18,6	431,2
Белорецк	24,8	23,1	22,3	31,3	51,5	66,5	66,2	54,7	43,8	43,0	30,8	29,4	487,3
Тукан	40,2	35,6	44,6	43,1	73,5	75,6	81,5	62,9	59,9	70,1	53,4	59,1	696,6
Башгосзаповедник	30,1	28,7	51,6	52,7	64,4	78,3	60,4	40,8	40,8	50,5	59,3	39,4	584,4
Кананикольское	31,5	32,0	38,8	45,8	57,2	59,6	63,2	36,0	38,0	47,2	47,9	46,7	555,0
Сибай	13,5	20,4	28,2	48,4	34,5	39,1	75,9	24,0	32,2	30,8	19,4	11,4	377,7
Баймак	20,0	16,9	21,9	35,1	34,3	45,0	47,7	28,1	24,4	24,2	21,3	17,7	336,7
Зилаир	41,1	42,8	44,8	43,7	52,1	54,6	51,4	29,2	35,5	45,9	51,2	52,5	544,8
Акъяр	18,7	22,0	23,6	29,6	37,2	31,4	50,1	23,8	19,5	20,0	20,6	19,8	316,3

на 16–45 мм, а в низкогорной (ст. Кананикольское, Баймак, Зилаир, Акъяр) — уменьшилось на 5,1–20,8 мм.

Среднегодовая относительная влажность воздуха составляет 70–76%; минимальна она в мае (58–63%), максимальна — в декабре–январе (76–85%). Испарение с поверхности водосбора [Балков, 1978] составляет 300–500, а с водной поверхности — 550–650 мм/год. В юго-восточных районах (бассейн р. Таналык) дефицит увлажнения достигает 100–250 мм.

Южный Урал характеризуется радиационным индексом сухости (отношение выпавших осадков к расходу влаги — ГТК) от 1,6 (горная часть) до 0,7 (южная степная часть), суммарной температурой воздуха от 1650°С

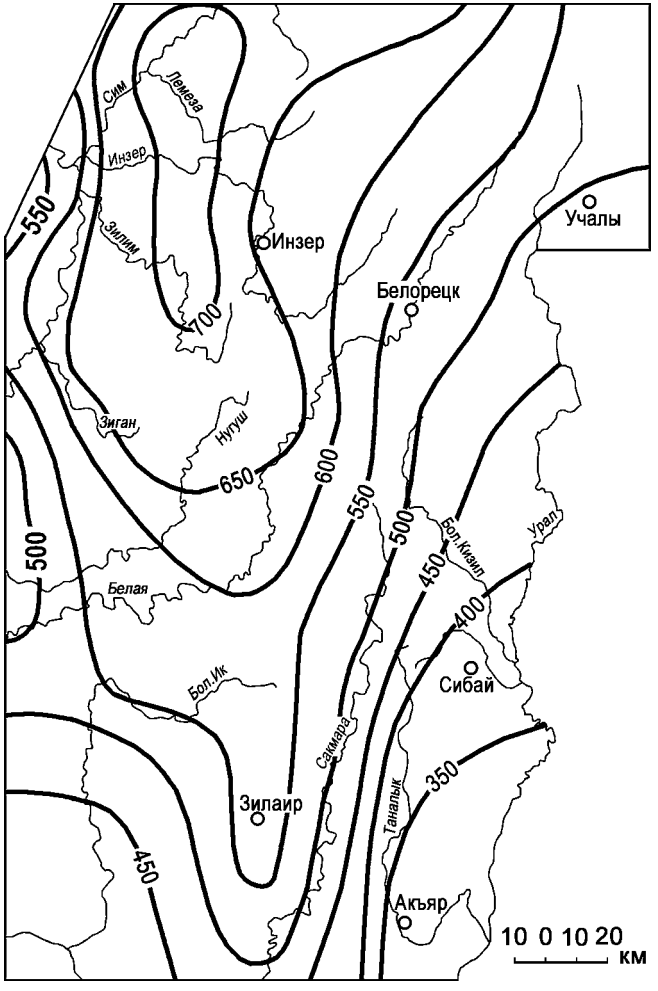


Рис. 1.5. Среднее годовое количество осадков, мм [Абдрахманов, 2005]

Таблица 1.4

Изменения среднегодовой температуры воздуха и количества осадков в многолетнем плане

Метеостанция	Температура, °С			
	Период наблюдений	Средняя многолетняя	Период наблюдений	Средняя многолетняя
Учалы	1958–2008	1,5	1994–2008	2,1
Белорецк	1941–2008	1,0	1994–2008	1,9
Тукан	1945–2008	1,5	1994–2008	2,6
Башгосзаповедник	1952–2008	0,7	2000–2008	2,3
Кананикольское	1945–2008	1,4	1994–2008	2,1
Баймак	1949–2008	2,2	1994–2008	3,0
Зилаир	1936–2008	1,83	1994–2008	2,8
Акъяр	1937–2008	2,8	1994–2008	3,8

Метеостанция	Осадки, мм/год			
	Период наблюдений	Средние многолетние	Период наблюдений	Средние многолетние
Учалы	–	–	1994–2008	431,2
Белорецк	1945–2008	475,2	1994–2008	487,3
Тукан	1945–2008	662,8	1994–2008	696,6
Башгосзаповедник	1952–2008	539,5	2000–2008	584,4
Кананикольское	1945–2008	557,5	1994–2008	543,8
Баймак	1945–2008	342,1	1994–2008	336,7
Зилаир	1936–2008	562,0	1994–2008	544,8
Акъяр	1937–2008	337,1	1994–2008	316,3

(бассейн р. Мал. Инзер) до 2699°С (бассейн нижнего течения р. Таналык). Среднегодовая продолжительность солнечного сияния в среднем составляет 1984 ч (ст. Белорецк) — 2401 ч (ст. Акъяр). В отдельные годы продолжительность солнечного сияния соответственно снижается до 1691 ч (ст. Белорецк) и возрастает до 2699 ч (ст. Акъяр).

На Южном Урале и в Предуралье радиационный баланс изучается только на метеостанции Кушнаренково. По данным этой станции, количество солнечной энергии возрастает с севера на юг от 3855 до 4400 МДж/м^2 в год, то есть в среднем на 100 МДж/м^2 в год на 1° широты. На рассеянную радиацию приходится 49%. В декабре и январе доля прямой радиации <16%, а с мая по август — 53–60%. В годовом ходе максимум месячных сумм освещенности суммарной и прямой радиации приходится на июнь (суммарная 674, прямая 406 МДж/м^2), а минимум — на декабрь (суммарная 46, прямая 8 МДж/м^2). Климатические условия Южного Урала в широтном направлении претерпевают существенные изменения, вызванные различными формами циркуляции атмосферных масс.

Характеристика химического состава атмосферных осадков приводится по данным Уральского управления гидрометеослужбы [Черняева, Черняев, Могиленских, 1978] и материалам авторов, полученным в разным регионах Башкортостана [Попов, 1976; Абдрахманов, 1993]. Минерализация (*M*) атмосферных осадков в многолетнем плане (табл. 1.5) на Южном Урале колеблется в значительных пределах: от 10,6–15,3 (ст. Башгосзаповедник) до 50 мг/л (ст. Магнитогорск) и 81,5 мг/л (ст. Белорецк).

Химический состав атмосферных осадков отличается большим разнообразием. В анионном составе их преобладают сульфатные ионы — 40,5–59,6% (см. табл. 1.5), концентрация которых колеблется от 4,3 (Башгосзаповедник) до 33,6 мг/л (г. Белорецк). Второе место занимают гидрокарбонатные ионы — 16,8–46% (1,8–21,9 мг/л). Ионы хлора занимают третье место — 9,6–31,2% (1,9–4,0 мг/л). Во всех пробах обнаруживаются нитраты в количестве 0,1–5,8, реже до 10 мг/л. Среди катионов обычно превалирует кальций — 37–54,2% (1,0–12,4 мг/л). Концентрация магния обычно 0,6–5,9 мг/л (21,1–39,1%) Содержание натрия колеблется в пределах 0,6–2,6 мг/л (9,6–29,6%), а калия 0,4–1,4 мг/л (2,9–10,7%).

Таким образом, атмосферные осадки по составу являются гидрокарбонатно-сульфатными, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатными, хлоридно-сульфатными магниево-натриево-кальциевыми, магниево-кальциевыми, натриево-магниево-кальциевыми, относятся к типу II, реже IIIа. Средняя величина pH составляет 6,0–6,2, с колебаниями 3,50–7,48. За последние 20 лет, как отмечает С.Н. Волков [1995], произошли существенные изменения экстремальных значений pH- и Eh-состояния атмосферных осадков, выпадающих в различных районах Урала. Усиление атмотехногенных воздействий привело к сдвигу крайних значений pH как влево (до 2,0), так и вправо (до 9,0). Величина Eh дождевых вод составляет +350...+360 мВ, а снеговых — +210...+285 мВ, содержание свободной углекислоты — 9–16 мг/л.

1.3. Гидрография

1.3.1. Речная сеть

Реки Южного Урала принадлежат системам Волги, Урала и Оби (рис. 1.6, табл. 1.6). К Волжскому бассейну относится р. Белая с притоками Нугуш, Зилим, Инзер и др., водосборные площади которых охватывают ~40% территории Южного Урала. Площадь водосбора р. Урал составляет почти 54% территории (реки Миндяк, Бол. и Мал. Кизил, Янгелька, Таналык, Сакмара с Бол. Иком и др.), а Оби — <2% (рр. Миасс, Уй и др.) [Гареев, 2001].

Густота речной сети колеблется от 1,0–0,6 (западный склон Южного Урала) до 0,1–0,06 км/км^2 (Зауральский пенеплен). Типично хорошо выраженное весеннее половодье. В горных районах летние и осенние паводки иногда превышают весенние.

Таблица 1.5

Химический состав атмосферных осадков [Черняева и др., 1978]

Метеостанция	Период	M, г/л	Ингредиенты, %-моль							Индекс состава воды
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
Белорецк	Год	81,5	21,9 30,6	33,6 59,7	4,0 9,6	12,4 49,9	5,9 39,1	2,3 8,1	1,4 2,9	CS_{II}^{MgCa}
Башгосзаповедник	Теплый	15,3	4,0 27,9	5,5 48,5	2,0 23,9	1,4 37,4	0,7 31,0	0,9 20,9	0,8 10,7	$ClCS_{II}^{NaCa}$
	Холодный	10,6	1,8 16,8	4,3 52,0	1,9 31,2	1,0 37,0	0,6 36,3	0,6 19,3	0,4 7,4	ClS_{IIIa}^{MgCa}
	Год	12,9	2,9 23,5	4,9 50,0	1,9 26,5	1,2 37,7	0,6 30,8	0,8 22,0	0,6 9,4	$CClS_{II}^{NaMgCa}$
Зилаир	Теплый	18,2	3,2 19,3	6,5 50,2	2,9 30,5	2,7 48,3	0,9 25,7	1,3 19,8	0,7 6,2	ClS_{IIIa}^{MgNaCa}
	Холодный	21,3	3,9 20,3	7,8 51,3	3,2 28,4	3,0 48,1	0,8 21,2	1,6 22,4	1,0 8,3	$CClS_{II}^{MgNaCa}$
	Год	19,7	3,6 20,1	7,2 51,0	3,0 28,9	2,8 48,1	0,8 22,7	1,5 22,3	0,8 6,9	$CClS_{II}^{MgNaCa}$
Магнитогорск	Год	49,6	18,8 46,0	13,0 40,5	3,2 13,5	8,3 54,2	2,5 27,0	2,6 14,8	1,2 4,0	SC_{II}^{MgCa}

Вскрытие рек происходит в первой–второй декаде апреля. Максимум половодья на всех реках приходится на апрель. Продолжительность половодья колеблется от 20 до 50 дней. Продолжительность спада уровней на реках значительно превышает продолжительность подъема.

Летняя межень устанавливается в конце мая–начале июня, но часто прерывается дождями. Летние дожди вызывают подъем уровня до 2–3 м. Минимальные летние уровни наблюдаются в августе–сентябре.

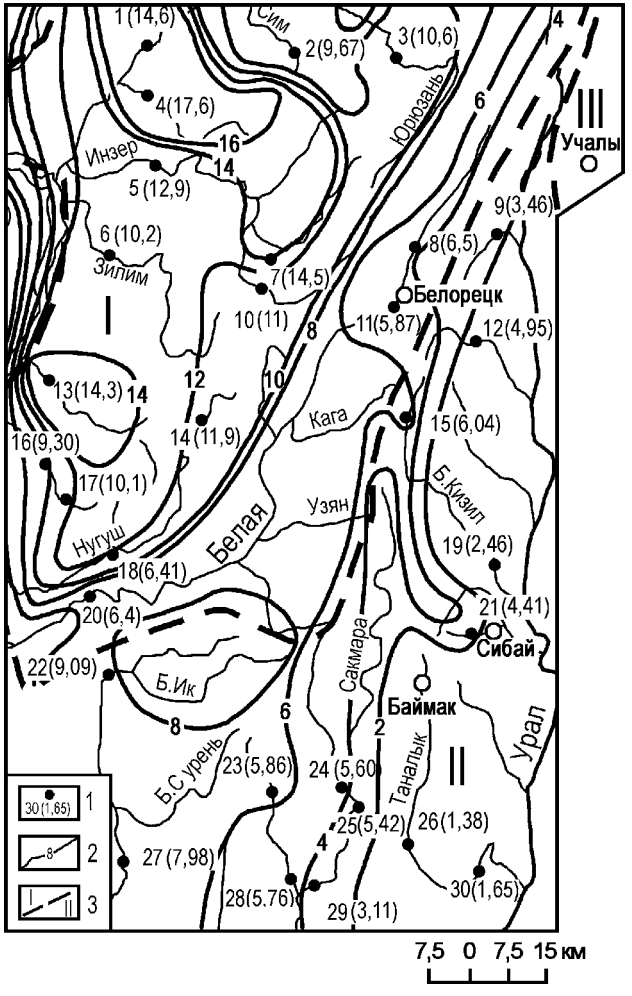


Рис. 1.6. Средний годовой сток рек Южного Урала [Абдрахманов, 2008]

Условные обозначения: 1 — номер водопоста по табл. 1.6 (в скобках модуль стока, л/с×км^2); 2 — изолинии среднего годового стока (л/с×км^2); 3 — границы бассейнов рек (I — Волжский, II — Уральский, III — Обский)

Зимняя межень характеризуется устойчивым ледоставом в течение пяти – шести месяцев. Минимальные уровни зимой наступают в ноябре в период образования ледостава. Мелкие реки, протекающие через карстовые районы, в этот период часто промерзают. Питание рек преимущественно снеговое; доля талых вод в суммарном речном стоке составляет 50–70%, достигая у малых рек 80–90% годового стока. За счет подземного питания формируется 10–30% стока, остальные 25% — за счет дождей.

Таблица 1.6

Водопосты с данными для определения гидрологических характеристик водосборов

№№ по рис. 1.6	Река	Пункт наблюдения	Площадь водосбора, км^2	Абсолютная отметка, м
1	Сим	с. Расмекеево	3280	110,47
2	Сим	с. Сергиевка	274	335,30
3	Юрюзань	с. Екатериновка	1740	394,56
4	Лемеза	с. Нижние Лемезы	1680	109,19
5	Инзер	д. Азово	4260	135,29
6	Зилим	д. Таишева	2400	42,26
7	Малый Инзер	ж/д ст. Айгир	815	357,13
8	Белая	ж/д ст. Шушпа	1670	504,50
9	Миндяк	с. Новобайрамгурово	785	433,94
10	Инзер	хут. Калыштa	1030	410,72
11	Белая	дом отдыха Арский Камень	2300	472,56
12	Малый Кизил	пос. Муракаево	503	451,33
13	Зиган	д. Янгискаин	1450	115,25
14	Нугуш	с. Новосеитово	353	445,51
15	Большой Кизил	с. Бурангулово	212	544,00
16	Селеук	д. Биксяново	430	–
17	Селеук	д. Нижнеиткулово	141	199,12
18	Нугуш	хут. Андреевка	2870	184,46
19	Большой Кизил	д. Верхне Абряшево	1830	332,54
20	Белая	створ Юмагузинского вдхр.	10100	209
21	Карагайлы	с. СтароСибаево	54,4	424,11
22	Большой Ик	с. Мраково	1870	229,11
23	Яман-Зилаир	с. Зилаир	334	434,25
24	Крепостн. Зилаир	д. Староякуново	892	5,80
25	Сакмара	д. ВерхнеГалеево	3390	357,85
26	Таналык	с. Самарское	1750	326,30
27	Большой Ик	с. Поляковка	6530	145,32
28	Яман-Зилаир	с. Акъюлово	1190	46,00
29	Сакмара	выше устья р. Зилаир, с. Акъюлово	4420	262,28
30	Таналык	с. Мамбетово	3270	282,90

Речной сток представляет главную составляющую водного баланса. Среднегодовой сток включает как сток дождевых и талых вод, так и разгрузку подземных вод (табл. 1.7). Изменение среднегодового стока в пределах Южного Урала в основном согласуется с климатическими и орографическими условиями. Наибольших значений сток (см. рис. 1.6) достигает в верховьях Тюльмени и Лемезы (до 17,6 л/с×км^2), то есть на западных склонах наиболее высоких хребтов Нары и Юрматау. Уменьшение величины поверхностного стока происходит в южном и восточном направлениях (до 1–3 л/с×км^2). С высотой водосборов наблюдается увеличение градиентов стока: в Предуралье и на Западном склоне Южного Урала — до 1,6 л/с на 100 м, на восточном склоне — до 0,5–1,0 л/с на 100 м. В бассейнах, дренирующих карстующиеся толщи западного склона Южного Урала и Зауралья, наблюдается некоторое уменьшение градиентов стока. Разность между основными составляющими водного баланса (осадки, испарение и др.) и стоком достигает максимальных значений весной и наименьших в период зимней межени. В многолетнем плане наблюдаются циклические изменения стока, обусловленные изменением климатических факторов.

Минимальный сток рек Южного Урала формируется главным образом за счёт подземных вод. Доля подземного стока в общем речном составляет от 40–50 до 10% и менее. Наибольшие его значения характерны для закарстованных участков, наименьшие — для районов развития рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений в юго-восточной части региона. Например, на бассейны рек Таналык и Губерля, близких по своим физико-географическим характеристикам к равнинным степным рекам, на период весеннего половодья приходится до 88–97% годового стока.

Таблица 1.7

Распределение поверхностного и подземного стока Южного Урала по сезонам года (% соответственно от сезонного и годового стока)

Весеннее половодье				Летне-осенний сезон			Зима		Год		
Поверхностный сток		Подземный сток	Доля сезонного стока в годовом	Поверхностный сток (дождевые воды)	Подземный сток	Доля сезонного стока в годовом	Подземный сток	Доля сезонного стока в годовом	Поверхностный сток		Подземный сток
Снеговые воды	Дождевые воды								Снеговые воды	Дождевые воды	
86	3	11	55	67	33	38	100	7	50	25	25

Соответственно в этом районе понижается доля меженного стока, особенно зимнего, от 8 до 2%, а на р. Таналык — до 0,5%. Наиболее водный месяц апрель, когда сток составляет 42–52% от годового (на р. Таналык 70–80%), наименее водный март — 0,7–1,3%. На р. Таналык наиболее глубокая межень может быть в январе и феврале, и доля такого месяца в годовом стоке равна 0,1–0,4%.

Значительная часть стока рек зарегулирована Нугушским (400 млн. м^3), Юмагузинским (300 млн. м^3) и другими водохранилищами объемом 10–50 млн. м^3 (см. рис. 1.2, табл. 1.8). Суммарный объем их достигает 1 км^3.

Ниже приводятся некоторые гидрологические характеристики Юмагузинского водохранилища, построенного в пределах Южно-Уральского низкогорья [Абдрахманов и др., 2008]. Площадь водосбора р. Белой в створе водохранилища составляет 10 100 км^2, что равно 7,1% общего водосбора реки. Длина р. Белой до створа 515 км. Средняя высота водосбора 626 м, залесённость 65%, заболоченность около 25%. Бассейн реки асимметричен. Восточная часть его характеризуется более развитой речной сетью. Скорость течения р. Белой колеблется от 0,2–0,4 в межень до 2–2,5 м/с в половодье. Густота речной сети на рассматриваемом участке р. Белой составляет 0,2 км/км^2.

Среднегодовой, паводковый и меженный (летне-осенний и зимний) стоки реки Белой по теоретической кривой распределения с параметрами C_v (коэффициент вариации), C_s (коэффициент асимметрии), R (коэффициент корреляции смежных лет водохозяйственного ряда), $Q_{ср}$ (среднегодовой сток) приведены в табл. 1.9.

Объем паводкового стока определен суммированием ординат гидрографа половодья без разделения стока на поверхностный и подземный. Объем весеннего стока является характеристикой суммарного объема стока за поло-

Таблица 1.8

Крупные водохранилища Южного Урала [Абдрахманов и др., 2008]

№№ по рис. 1.2	Водохранилище	Река	Объем, млн.м^3	Площадь, км^2	Год заполнения
1	Тирлянское	Тирлян	4,7	1,4	1750
2	Белорецкое	Белая	7,4	1,5	1980
3	Оз. Чебаркуль	Янгелька	34,2	15,5	1984
4	Нугушское	Нугуш	400,0	22,5	1967
5	Юмагузинское	Белая	300,0	18,8	2008
6	Худолазовское	Худолаз	7,2	1,9	1958
7	Сакмарское	Сакмара	30,7	5,8	2005
8	Таналыкское	Таналык	14,2	2,0	1996
9	Бузавлыкское	Бузавлык	19,1	3,1	2007
10	Маканское	Макан	9,3	3,7	1998
11	Акъярское	Ташла	49,4	7,8	2001

Таблица 1.9

Сток р. Белой в створе с. Сыртланово [Абдрахманов и др., 2008]

Виды стока	Параметры				Расходы ($м^3/с$) при различной обеспеченности (%)				
	C_v	C_s	R	$Q_{ср}$	5	25	50	75	95
Среднегодовой	0,34	0,62	0,31	65,1	105	78,1	62,6	49,1	33,8
Паводковый	0,38	0,19	0,09	899	1722	1488	1357	1133	889
Летне-осенней межени	0,50	3,06	0,21	17,1	14,9	11,6	9,35	8,33	7,94
Зимней межени	0,45	0,65	0,35	10,2	9,72	6,86	4,75	3,71	3,11

водье. Летне-осенняя межень обычно наступает в конце мая и заканчивается в октябре. Межень нередко прерывается дождевыми паводками.

Питание р. Белой преимущественно снеговое (70–75% годового стока). В летне-осенний сезон проходит 20% годового стока, а в зимний период — 9–10%. Весной доля подземного питания составляет 10–11%. В летне-осеннюю межень дождевое питание составляет 67%, а подземное — 33%. В зимний период питание реки исключительно подземное.

Значительную роль в среднем многолетнем балансе и регулировании стока разных водосборов играет карст (см. рис. 1.4). Роль карста в формировании стока увеличивается со снижением увлажненности территории и уменьшением величины зонального стока. При этом влияние карста более значительно в горно-складчатой области (разница достигает 110 мм). Влияние карста на речной сток особенно велико для рек с небольшой площадью водосбора (< 200–300 км^2). С увеличением площади водосбора степень влияния карста на сток уменьшается. Предельная величина площади водосбора, при которой влияние карста на сток становится неощутимым, составляет 3000 км^2 и более [Балков, 1970].

Карст оказывает в целом регулирующее влияние на сток. Наиболее эффективно оно на водосборах равнинных рек. Бассейновая зарегулированность возрастает здесь в 3,5–5 раз в сравнении с зональной величиной. На водосборах горных рек регулирующая роль снижается до 2,5–0,4 раза. На величину максимального стока карст также оказывает снижающее влияние [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002]. Характерной чертой рассматриваемой территории являются исчезающие реки, сток которых (Сумган, Кутук и др.) поглощается полностью в поноры в среднем и даже верхнем течении, сразу после вступления в пределы развития карстующихся пород. Дальше наблюдаются долины без водотоков, т.е. суходолы, изобилующие карстовыми воронками. Некоторые водотоки появляются на поверхности лишь в долинах рек Белая, Нугуш и др. Другие же так и не появляются на поверхности, разгружаясь подземным путем. На поверхности в долинах этих рек наблюдаются глубокие вымоины.

Реки, разгружающиеся с западного склона Урала (Сим, Инзер, Зилим, Нугуш, Белая, Сакмара и др.; табл. 1.10), характеризуются гидрокарбонатным, сульфатно-гидрокарбонатным магниево-кальциевым, редко кальциево-натриевым составом с минерализацией 0,2–0,4 г/л. Река Белая, дренирующая центральную часть Южного Урала, имеет минерализацию 0,25–0,32 г/л и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. Концентрация гидрокарбонатного иона составляет 171–207 мг/л (83–89%), сульфатного и хлоридного — соответственно 4,0–20,0 мг/л (2,4–10,2%) и 6,8–10,2 мг/л (6,4–8,3%). Среди катионов преобладают ионы кальция — 37–48 мг/л (52,7–9,9%), иногда магния — 14,5–18,1 мг/л (36,0–41,0%). Концентрация натрия не превышает 4,1–18% (3,1–12,7 мг/л). Отмечается присутствие в воде (мг/л): биогенных элементов (NO_3^- 0,2–7,5; NH_4^+ 0,1–2,1; SiO_2 2,2–9,0), фенолов (<0,009), нефтепродуктов (<1,02), СПАВ (<0,06), железа (<2,32), меди (<0,018), цинка (<0,011), никеля (<0,048), хрома общего (<0,044), марганца (<0,15) и др. Вода слабощелочная (pH 8,18–8,26), типа II [Абдрахманов и др., 2008]. В паводковый период происходит снижение минерализации до 0,1–0,15 г/л при неизменном химическом составе воды.

В воде притоков Белой концентрации макрокомпонентов (SO_4^{2-}, Cl^-, Na^++K^+) близки к таковым в бельской воде (см. табл. 1.10). Содержание микроэлементов (Cr, Mn, Fe) меньше, чем в бельской воде. Среди биогенных элементов отмечается повышенное содержание нитрат-иона (0,5–31,0 мг/л). Аммонийный, нитритный, фосфатный ионы присутствуют в воде притоков в небольшом количестве. Кислород и $БПК_5$ соответственно составляют 7,1–13,9 и 0,61–1,48 мг/л, а pH — 7,73–8,48.

Река Таналык, дренирующая южную равнинную часть Зауральского пенеплена, характеризуется неравномерным расходом (0,43–20,3 $м^3/с$) и сложным химическим составом воды (см. табл. 1.10). Минерализация (0,42–0,81 г/л) и химический состав воды р. Таналык в течение года подвержены значительным колебаниям. Она характеризуется сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридным, хлоридно-гидрокарбонатным натриево-магниево-кальциевым, кальциево-натриево-магниевым, магниево-кальциево-натриевым составом. Геохимия речной воды определяется литологией горных пород, слагающих водосборы рек, особенностями химического состава почв и климатическими условиями.

1.3.2. Озёра

Озёра Южного Урала находятся главным образом в бассейне р. Урал (см. рис. 1.1) и лишь небольшая их часть — в бассейне р. Обь (Аушкуль, Курманкуль, Кара-Балык, Шерамбай и др.). Значительная часть озёрных котловин представляет собой участки отчленённых палеодолин (Бол. Учалы, Банное, Графское, Узункуль, Аушкуль и др.), образованных в результате дифференцированных неотектонических поднятий. Н.В. Башенина ряд

Таблица 1.10

Химический состав речных вод Южного Урала

№№ проб	Место отбора	Расход, $м^3/с$	pH	M, г/л	Ионы, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	р. Сим, устье	51,6	7,93	0,30	158,0 66,8	48,6 26,0	10,0 7,2	50,1 64,4	9,7 20,6	13,3 15,0	SC_{II}^{MgCa}
2	р. Инзер, устье	12,6	7,50	0,23	142,2 76,4	16,9 11,5	13,3 12,1	38,1 62,3	7,3 19,7	12,7 18,0	C_{II}^{MgCa}
3	р. Зилим, устье	18,9	8,05	0,36	206,2 70,3	46,1 20,0	16,6 9,8	58,1 60,3	10,9 18,7	23,2 21,0	SC_{II}^{NaCa}
4	р. Нугуш, устье	24,5	7,70	0,24	142,8 78,3	26,7 18,7	3,3 3,0	38,1 63,6	8,5 23,4	9,0 13,0	C_{II}^{MgCa}
5	р. Белая, створ Юмагузинского вдхр.	50,5	8,36	0,25	182,9 89,3	4,0 2,4	9,9 8,3	37,0 52,7	17,5 41,0	5,0 6,3	C_{II}^{MgCa}
6	То же	20,8	7,96	0,25	170,7 88,6	8,0 5,4	6,8 6,0	39,8 59,9	14,5 36,0	3,1 4,1	C_{II}^{MgCa}
7	То же	20,7	8,23	0,32	207,2 82,7	20,0 10,2	10,2 7,1	47,7 53,9	18,1 33,7	12,7 12,4	C_{II}^{MgCa}
8	р. Сакмара, с. Акъюлово	4,3	7,28	0,44	275 77,9	37,0 13,3	18,1 8,8	41,5 34,7	19,6 27,8	49,9 37,5	C_{I}^{MgCaNa}
9	То же	34,4	7,45	0,18	91,5 61,2	29,3 24,9	12,1 13,9	29,9 60,8	8,4 28,2	6,21 11,0	SC_{IIIa}^{MgCa}
10	То же	7,5	7,85	0,26	134 52,8	29,3 14,6	12,8 32,6	23,4 28,0	6,3 12,5	57,0 59,5	ClC_{I}^{CaNa}
12	То же	5,8	7,98	0,28	165,0 76,3	29,3 17,2	11,3 6,5	30,5 42,8	8,3 19,2	31,05 38,0	C_{I}^{NaCa}
13	р. Таналык, с.Самарское	0,43	8,10	0,81	238,0 31,4	119,0 20,0	214,0 48,6	62,9 25,3	42,9 28,5	132,0 46,2	CCl_{IIIa}^{CaMgNa}
14	р. Таналык, с.Самарское	20,3	8,25	0,55	323,0 69,8	14,4 4,0	70,6 26,3	47,1 31,0	28,1 30,5	67,2 38,5	ClC_{I}^{MgCaNa}
15	р. Таналык, с.Самарское	4,80	7,50	0,47	256,0 64,1	42,3 13,4	52,1 22,5	63,1 48,1	20,1 25,2	40,2 26,7	ClC_{II}^{MgNaCa}
16	р. Таналык, с.Самарское	0,71	8,20	0,42	165,0 42,0	38,4 12,4	104,0 45,6	59,1 45,9	27,0 34,5	29,0 19,6	CCl_{IIIa}^{NaMgCa}
17	р. Таналык, с.Самарское	0,58	7,95	0,43	171,0 44,2	57,4 18,9	82,9 36,9	46,7 36,7	25,4 33,0	44,2 30,3	ClC_{IIIa}^{NaMgCa}

озёрных впадин на восточном склоне Южного Урала связывала с развитием карстовых процессов. Н.М. Грамматчикова [1974] историю формирования озёр тесно связывает с развитием речной сети этого региона. Озёра, расположенные в пределах плиоценовых и плейстоценовых речных долин, являются реликтами этих рек. Они обособились как изолированные водоёмы в различные эпохи плейстоцена под совокупным воздействием двух факторов: новейших тектонических движений (поднятий) и изменившихся климатических условий. Вода большинства озёр относится к гидрокарбонатному классу с минерализацией 0,18–0,77 г/л (табл. 1.11). По химическому составу озёрные воды первой группы делятся на две подгруппы. Вода озёр Калкан, Чубтэкуль, Белое, Ургун, приуроченных к верхнему течению р. Урал и бассейну р. Обь, характеризуется однородным гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом; минерализация её <0,46 г/л. Содержание ионов Na^+ и K^+ составляет 9–15% (8,3–16,6 мг/л). Озёра второй подгруппы (Карагайское, Култубан, Чебачье и др.) имеют более сложный катионный состав: магниево-натриевый, кальциево-натриево-магниевый, натриево-магниево-кальциевый (см. табл. 1.11). Минерализация воды несколько повышена (до 0,65–0,77 г/л), концентрация щелочных элементов достигает 99–136 мг/л (21–58%).

Вторая группа озёрных вод (Мулдаккуль, Атавды, Юж. Улянды, Сухое) имеет более сложный анионный состав (хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный, а катионный — достаточно однородный (см. табл. 1.11). Минерализация воды в многолетнем плане колеблется в значительных пределах: от 2,2 до 23,5 г/л (оз. Мулдаккуль). Особенности формирования химического состава воды озера Мулдаккуль освещены в главе 6.

Химический состав озёрных отложений, на основе исследований Е.К. Абросимовой [1970 г.] и Н.М. Грамматчиковой [1974], приведен в таблице 1.12. Донные отложения озёр представляют собой сапропель жёлтого, серого, тёмно-серого цвета. Влажность его колеблется от 52 до 95,2%, содержание ОВ (потери при прокаливании) — от 19 до 75,5%. В химическом составе преобладают (%): SiO_2 8,1–49,1; CaO 1,8–26,7; Fe_2O_3 1,3–6,4; MgO 1,1–4,1. Микроэлементный состав донных отложений изучен в озере Банное (Якты-куль). Содержание (мг/кг) цинка колеблется от 67,4 (глубина 2 м) до 53,8 (глубина 20 м), меди соответственно — 21,5 и 26,8, свинца — 18,05 и 13,5, никеля — 10,5 и 12,5, марганца — 4,4 и 4,0. Концентрация ртути <0,034, а кадмия <0,05 мг/кг. Среди макроэлементов в отложениях озера преобладает сульфат-ион (670–2 716 мг/кг), содержание хлор-иона невысокое (12–37 мг/кг), ХПК — 657–1 368 мг O_2/кг, зольность — 24–52 мг/кг, pH — 6,9–7,4.

Мощность сапропеля в водоёмах колеблется от 0,5–0,6 (оз. Мулдаккуль, Чебачье) до 1,5–3,5 (оз. Калкан) и 10 м (оз. Гнилое) (рис. 1.7). Общие запасы сапропелей Южного Урала, пригодные для использования в каче-

Таблица 1.11

Химический состав озёрных вод Южного Урала

№№ по рис. 1,2	Водоемы	Абс. отм., м	Площадь зеркала воды, км^2	Объем, млн. м^3	pH	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
							HCO^{3-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	Белое	519,6	0,85	34,5	8,2	0,18	125 86,9	12,3 11	1,8 2,1	20 42,4	12,2 42,4	8,3 15,2	C_I^{CaMg}
2	Калкан	511,5	1,78	5,1	8,3	0,46	358,8 94,1	12,3 4	3,5 1,6	28 21,9	53,5 69	13,3 9,1	C_I^{CaMg}
3	Ургун	512,6	9,16	47,6	8,4	0,43	320,2 91,8	8,2 3	10,6 5,2	28 24,3	44,4 63,2	16,6 12,5	C_I^{CaMg}
4	Бол. Учалы	510,5	3,08	8,0	8,1	0,34	225,7 81,1	16,4 7,4	16,8 9,9	24 26,3	25,5 46,1	29 27,6	C_I^{CaMg}
5	Карагайлы	517,1	3,79	12,0	8,4	0,23	152,3 86,4	16,4 10,6	3,5 3,2	19 29,7	10,3 26,7	32 43,6	C_I^{CaMgNa}
6	Гнилое	502,8	2,03	–	8,05	0,29	201,2 90,3	12,3 7	3,5 2,7	14 18,8	15,8 35,1	39,3 46,1	C_I^{MgNa}
7	Карагайское	470,8	3,52	–	8,2	0,45	283,6 77,75	32,9 11,3	23,1 10,8	47,1 39,1	22,5 30,9	41,4 30	C_I^{NaMgCa}
8	Чебачье	477,0	3,49	–	8,6	0,77	543,2 93,6	28,8 5,9	1,8 0,5	21 10,3	39,5 31,9	135,7 57,8	C_I^{MgNa}
9	Узун-куль	497,1	4,88	9,2	8,3	0,20	143,3 89,9	8,2 6,4	3,5 3,7	19 25,6	12,2 37,5	16,6 26,9	C_I^{CaNa}
10	Юж. Улянды	422,0	2,80		7,4	3,89	927,2 31,7	634,3 26,4	802,3 41,9	14,0 1,2	142,7 19,3	1111,7 79,6	$SCCl_I^{Na}$
11	Банное	438,0	9,09	81,7	8,47	0,24	158,6 81,8	21 13,8	5 4,4	32,1 50,3	10,9 28,3	15,6 21,4	C_I^{NaMgCa}
12	Суртанды	407,0	7,40		7,4	0,87	427,0 67,6	65,0 13,0	71,0 19,3	28,0 11,2	56,12 36,7	150,5 52,2	C_I^{MgNa}
13	Бурсунды	446,0	1,24	–	7,2	0,87	500,2 80,6	56,8 11,6	28,4 7,9	32,0 13,2	61,0 41,1	128,1 45,8	C_I^{MgNa}
14	Атавды	406,0	8,3	28,6	7,1	2,23	866,2 49,8	203,4 14,9	355,0 35,3	20,0 3,1	85,40 21,4	567,8 75,5	ClC_I^{MgNa}
15	Сухое	404,0	–	–	6,9	2,73	518,5 19,4	109,5 5,3	1171,5 75,3	108,0 12,2	102,5 18,9	703,0 68,9	Cl_{IIIa}^{Na}
16	Улянды	405,0	3,04	–	7,4	1,07	408,7 37,9	146,1 45,2	106,5 17,0	32,0 10,1	56,6 30,2	219,1 59,8	CS_{II}^{MgNa}
17	Талкас	548,5	4,2	18,9	8,56	0,27	189,1 89,3	2,8 7,8	3,6 2,9	2,1 46,1	2,2 8,9	20 25	C_I^{NaCa}
18	Култубан	371,3	7,2	30,2	8,35	0,65	427 82,3	6,3 6,4	34,1 11,3	32,1 18,8	1,6 30,6	99,1 50,6	C_I^{MgNa}
19	Вдхр. оз. Чебаркуль	381,0	15,5	34,2	6,9	0,42	237,9 77,7	9,5 6,4	28,4 15,9	2,0 4,1	4,4 33,9	30,0 22,0	C_I^{NaMg}

Таблица 1.12

Химический состав донных отложений озёр (% на абсолютно сухое вещество)

Озеро	Глубина, м	Состав отложений	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	SO_3	ППП, %	Запасы, млн. т
Белое	1,6	Сапропель светло-серый	24,48	0,13	3,24	1,92	1,84	1,1	Сл.	0,11	0,41	0,16	0,92	66,22	–
Калкан	4,7	Сапропель жёлтый	15,97	0,12	2,81	2,16	5,01	4,1	0,01	0,28	0,31	0,14	0,37	68,45	3,5
Ургун	6,8	Сапропель серый	32,37	0,32	5,98	4,88	10,22	3,73	0,04	0,17	0,51	0,69	0,34	40,54	20
Карагайлы	4,1	Сапропель жёлто-зелёный	13,16	0,12	3,4	2,91	14,94	1,4	0,03	0,17	0,32	0,18	0,6	62,62	12
Гнилое	3,1	Сапропель тёмно-серый	45,52	0,32	12,85	6,35	5,53	2,56	0,02	0,18	0,69	0,51	0,2	24,88	–
Карагайское	2,7	Сапропель тёмно-жёлто-зелёный	37,8	0,25	10,14	5,59	8,44	2,33	0,02	0,36	1,26	0,53	0,41	32,71	10
Бол. Учалы	3,8	Сапропель жёлто-зелёный	14,37	0,09	2,66	2,1	26,68	2,0	0,03	0,15	Сл.	Сл.	0,79	51,26	6,5
Чебачье	8,1	Сапропель тёмно-серый глинистый	47,13	0,3	12,05	6,15	8,26	3,35	0,03	0,19	1,69	1,24	0,31	19,0	–
Узун-куль	2,3	Сапропель жёлто-розовый	11,59	0,06	1,75	1,28	24,24	1,41	0,02	0,08	Сл.	Сл.	1,32	58,87	15
Банное	2,6	Сапропель жёлто-зелёный, глинисто-известковистый	49,11	0,16	8,0	3,42	6,92	1,11	0,33	0,26	0,51	0,53	0,72	29,34	5
Талкас	12	Сапропель серо-зелёный	48,2	0,15	8,2	3,45	7,1	1,13	0,35	0,24	0,56	0,52	0,77	29,37	5,5
Култубан	5,1	Сапропель тёмно-серый	33,21	0,39	8,65	5,37	15,21	2,53	0,21	0,18	1,14	0,7	0,87	31,0	–

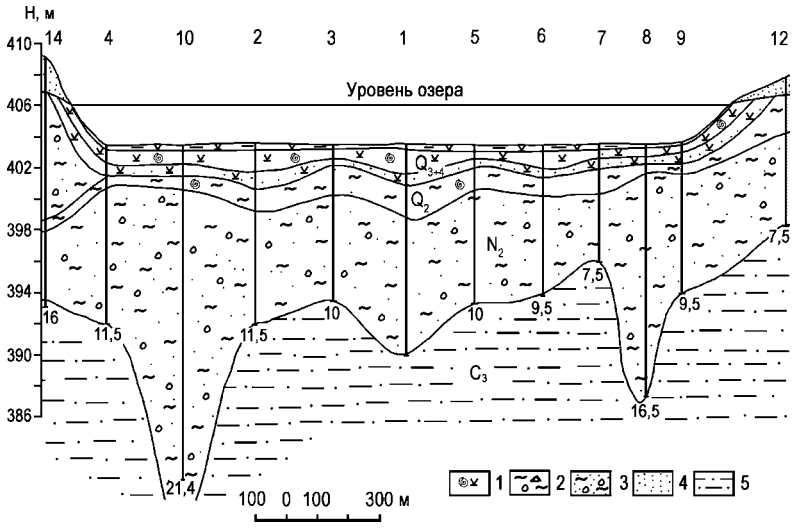


Рис. 1.7. Геологический разрез Мулдаккульской озёрной котловины [Грамматчикова, 1974]

Условные обозначения: 1 — сапропель с фауной, 2 — глины с галькой и обломками пород, 3 — глинистые пески с галькой, 4 — пески, 5 — песчаники, гравелиты, конгломераты

стве лечебной грязи, по данным Отдела курортных ресурсов ЕМНЦ, оцениваются более чем в 60 млн. т. В некоторых озёрах запасы сапропеля составляют 3,5–20 млн. т (см. табл. 1.12).

1.4. Почвы и растительность

Формирование и структура почвенно-растительного покрова определяется приуроченностью Южного Урала к двум природным зонам: Уральской горно-лесной и Зауральской степной (лесостепной). В пределах горно-лесной зоны наблюдается вертикальная дифференциация почв [Мукатанов, 1982; Почвы ..., 1995]:

- горно-тундровые, горно-луговые, горные лесо-луговые (на высоте 1 200–1 600 м);
- горно-лесные почвы среднегорий и низкогорий (600–1 200 м);
- горно-лесные и лесостепные почвы низкогорий и Зилаирского плато (400–600 м).

1.4.1. Почвы

Рельеф Южного Урала оказывает непосредственное влияние на формирование почвенного покрова. На основе геолого-структурных условий выделяются две почвенные формации: I — сиаллитная каолинитово-гидрослюдистая и II — сиаллитная гидрослюдисто-монтмориллонитовая.

Они отвечают соответственно лесному и степному типам почвообразования. По степени развитости всего почвенного профиля выделяются примитивные, мало-, неполно- и полноразвитые почвы мощностью соответственно 10–15, 20–40, 40–80 и >80 см.

Горно-лесным почвам свойственны щебнистость, каменистость почвенного профиля, высокая, даже провальная водопроницаемость, кислая и слабокислая реакция среды (pH 4,0–5,0), высокое содержание гумуса (6–14%) при небольшой мощности перегнойно-аккумулятивного горизонта, валовых форм азота (0,45–0,80%), фосфора (0,16–0,21%), калия (1,5–2,0%), низкое содержание подвижного фосфора (3,0–6,0 мг/100 г почвы), низкая нитрификационная способность.

Хорошая водопроницаемость почв обусловлена их механическим составом. Для горных почв Южного Урала, за исключением сформированных на песках, характерен тяжёлый механический состав при одновременном высоком содержании иловатых, пылеватых и крупных фракций. Содержание фракции размером 1,0–0,25 мм составляет 1,8–23,2%, 0,25–0,05 мм — 9,8–31,8%, 0,05–0,01 мм — 10–0%, 0,01–0,005 мм — 6,7–18,0%, 0,005–0,001 мм — 39,1–82,9%.

Содержание ионов кальция и магния зависит от гранулометрического состава почвогрунтов. Химический состав мелкозёмных горно-лесных почв приведен в таблице 1.13.

Химический состав почв зависит как от состава коренных почвообразующих пород, так и от растительности. Так, на кварцевых и глинистых сланцах (табл. 1.14, разрезы 21–72, 35–71, 69–67) почвы содержат больше кремнезёма и меньше кальция и магния, чем почвы на магматических породах (андезитовые порфириты) (разрезы 44–71).

Валовый химический состав мелкозёма горно-лесных почв среднегорий и низкогорий соответствует сиаллитному типу выветривания. Относительно стабильный валовый химический состав, постоянство отношений SiO_2/Al_2O_3 и SiO_2/Fe_2O_3 свидетельствуют о длительности горно-лесного почвообразования на Южном Урале.

В пределах Южно-Уральского плоскогорья (Зилаирское плато) с целью оценки влияния почвогрунтов зоны аэрации на состояние грунтовых вод при взаимодействии с растительностью нами в 1993 г. [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998] проводились комплексные гидрогеохимические исследования на стационарных площадках, выбранных с учётом климатических, геоморфологических, геологических условий, почвенно-растительных сообществ и других особенностей (минимальное влияние хозяйственной деятельности на природные условия).

Первая площадка (разрезы 1–3, см. табл. 1.14) находится в 6,5 км юго-западнее с. Зилаир (1,1 км южнее автомобильной дороги Исянгулово–Зилаир) на междуречье рек Бол. и Мал. Шар. Абсолютная отметка ее 510 м. Площадка ровная, покрыта смешанным лесом (преобладают хвойные).

Таблица 1.13

Химический состав мелкозёма горно-лесных органогенно-щебнистых примитивных почв [Мукатанов, 1982]

Гигроскопическая влага, %	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO
		% на прокаленную навеску				
Разрез 27–71. Гора Вишневый дол (бассейн р. Белой)						
3,20	15,84	64,66	10,85	10,80	1,50	2,46
Разрез 37–71. Хребет Крыкты						
3,42	15,76	52,50	14,31	9,68	6,40	8,37

Таблица 1.14

Химический состав мелкозёма горно-лесных почв среднегорий и низкогорий [Мукатанов, 1982]

Глубина, см	Гигроскопическая влага	Потери при прокаливании	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
	%		% на прокаленную навеску						
Лесная дерновая. Р. 21–72. Хребет Уралтау (бассейн р. Сакмара)									
2–12	1,96	16,90	68,40	15,35	4,90	2,60	1,92	7,6	37,2
35–45	1,24	5,60	65,43	14,97	5,73	3,60	4,26	7,4	30,4
Дерново-подзолистая. Р. 35–71. Хребет Аваляк (бассейн р. Белой)									
1–3	1,25	14,20	72,81	13,42	4,42	1,30	1,86	9,1	43,2
5–15	0,80	6,00	76,32	14,26	4,42	1,82	1,11	9,1	45,3
30–40	0,56	4,35	73,65	15,08	5,63	1,42	2,03	8,1	34,9
40–45	0,56	3,42	69,04	18,16	5,63	1,42	1,62	6,4	32,6
Бурая кислая. Р. 69–67. Гора Иремель (бассейн р. Белой)									
5–20	3,19	18,65	65,28	18,03	6,62	2,97	2,08	6,0	26,6
30–40	1,67	14,00	63,60	18,64	6,00	2,04	1,94	5,9	28,7
44–50	1,42	9,60	64,00	18,20	6,40	2,01,	1,92	5,9	26,5
Серая лесная Р. 44–71. Хребет Крака (бассейн р. Саргая)									
1–11	2,32	14,15	67,10	15,14	5,98	1,92	2,32	7,4	30,0
12–22	2,56	4,76	6837	16,15	5,43	1,90	2,20	7,1	33,2
30–40	2,34	3,25	67,70	15,70	5,25	1,88	2,18	7,5	34,2
40–50	2,24	3,40	66,76	15,74	5,38	1,84	2,18	7,4	30,8

Вторая площадка (разрезы 4, 5) — в 0,5 км восточнее пос. Кананикольское на водоразделе рек Кана – Безям. Площадка ровная, покрыта сосновым лесом на абсолютной отметке ~550 м. Третья площадка (разрез 6) расположена в 3 км юго-западнее пос. Кананикольское на междуречье рек Большой Ик – Кана с абсолютными отметками 600–620 м.

Плато сложено породами зилаирской свиты (D_3zl). Горными выработками коренные породы, представленные серовато-коричневыми, серыми сильнотрещиноватыми граувакковыми песчаниками и сланцами, вскрываются на глубине 0,3–0,7 м. Они перекрыты желтовато-бурыми, серовато-

коричневыми плотными глинами (кора выветривания мезозойского и кайнозойского возраста).

Выветривание горных пород на Урале в мезозое и кайнозое было непрерывным процессом, развивавшимся с периодами резкого усиления и ослабления в зависимости от изменявшихся палеотектонических, палеоморфологических условий в различных структурно-тектонических и палеоморфоструктурных зонах региона. Только в тех районах, которые временами подвергались морским трансгрессиям или испытывали тектоническое опускание и превращались в осадочные бассейны, выветривание прерывалось и сменялось морским или континентальным седиментогенезом [Журенко и др., 1976; Рождественский, Зиняхина, 1998; Рыцев, Фаткуллин, Абдрахманов, 2009].

Раннемезозойское выветривание протекало по латеритному и каолиновому типу в зависимости от литолого-петрографического состава пород материнского субстрата и рельефа местности. Общая направленность преобразования исходных пород заключалась в гидратации, выносе оснований и кремнекислоты и окислении закисного железа. На положительных элементах палеорельефа в верхней части профиля происходил вынос всех компонентов, за исключением кремнезёма, а в нижней — накопление глинозёма, железа, отчасти щелочных и щелочноземельных элементов [Кисарев, 1979]. Новообразованными минералами в раннемезозойской коре выветривания являются гидрохлорит, монтмориллонит, галлуазит, гидрослюды, каолинит, гиббсит, эпигенетические минералы — сидерит и марказит. Мощность сохранившейся коры изменяется от одного до нескольких десятков, местами до 100–200 м.

Формирование позднемезозойской коры выветривания протекало в условиях тёплого и жаркого климата с чередованием сухих и влажных эпох. Такие условия способствовали химическому выветриванию. В профиле коры преобладает монтмориллонит.

Миоценовая кора выветривания сформировалась в условиях умеренно тёплого засушливого климата на фоне ослабления тектонических движений, наступивших после региональной тектонической активизации (ранний миоцен). Выветривание выразилось в преобразовании верхних частей сохранившихся предыдущих кор выветривания и разновозрастных материнских пород, экспонированных на дневной поверхности. Геохимическое преобразование сопровождалось накоплением кремнезёма, железа, глинозёма, щелочных и щелочноземельных металлов. Новообразования представлены монтмориллонитом, окислами и гидроокислами железа.

Наибольшей сохранностью кор выветривания характеризуются залесённые территории плоскогорья. Там, где нет леса, например, на узких междуречных пространствах, сложенных граувакковыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами зилаирской свиты, происходит интенсивное выдувание мелких фракций рельефообразующих пород.

Химический состав коры выветривания, развитой на зилаирских породах, приведен в таблицах 1.15 и 1.16.

Для оценки степени техногенного воздействия на геологическую среду и выяснения роли пород зоны аэрации в формировании состава трещинно-грунтовых вод выполнено исследование состава водорастворимых солей почвогрунтов и их ионообменных свойств. Пробы горных

Таблица 1.15

Химический состав граувакковых зилаирских песчаников и продуктов их выветривания (в 3,5 км западнее с. Зилаир) [Кисарев, 1979]

Химический состав	Коренная порода (граувакковые песчаники), вес.%	Выветрелые граувакковые пески с сохранившейся структурой, вес.%	Кора выветривания, вес.%		
			глина охристо-желтая	глина пестроцветная	глина желтая
SiO_2	62,93	60,30	58,00	55,98	45,54
A_2O_3	12,77	18,46	20,35	21,56	25,64
Fe_2O_3	4,51	9,19	8,89	9,77	11,86
FeO	2,97	следы	следы	следы	следы
TiO2	0,97	1,12	1,01	1,25	1,35
CaO	1,88	следы	следы	0,28	следы
MnO	5,77	0,68	0,78	6,68	1,30
MgO	0,16	0,14	0,22	0,21	0,43
P_2O_5	0,23	0,23	0,17	0,10	0,20
K_2O	1,01	0,81	1,22	1,02	1,92
Na_2O	1,93	следы	следы	следы	следы
Др. компоненты	4,74	8,10	8,75	9,00	11,04
Сумма	99,87	99,03	99,39	99,85	99,28

Таблица 1.16

Химический состав силурийских кремней и продуктов их выветривания (в 2 км западнее с. Зилаир) [Кисарев, 1979]

Химический состав	Коренная порода, кремни чёрные, вес. %	Кора выветривания, вес. %		
		разрушенные кремни	кремнистая щебёнка, крупная	глинисто-кремнистые пелиты
SiO_2	97,17	96,13	95,08	79,17
$A1_2O_3$	0,49	1,32	2,04	8,93
Fe_2O_3	0,55	0,58	0,64	5,01
FeO	1,32	0,70	0,73	0,13
TiO_2	–	0,06	0,10	0,39
MnO	–	следы	0,20	0,58
MgO	0,01	0,02	0,03	0,25
P_2O_5	0,03	0,03	0,04	0,13
K_2O	сл.	0,43	0,31	0,76
Др. компоненты	0,34	0,44	0,68	4,16
Сумма	99,31	99,71	99,75	99,55

пород отбирались от поверхности до 0,85 м, включая коренные отложения. Анализ водных вытяжек из пород и поглощённого комплекса (ПК) их проводился по методике К.К. Гедройца [1975], описанной в нашей работе [Попов, Абдрахманов, Тугуши, 1992]. Характер изменения дистиллированной воды при взаимодействии с почвогрунтами показан в таблице 1.17 и на рисунке 1.8. По преобладающим анионам вытяжки в основном принадлежат к гидрокарбонатному классу, типам I и II. Сульфатно-гидрокарбонатные вытяжки встречаются реже. Для самой верхней части разреза (до 0,2, иногда 0,5 м) характерны хлоридно-гидрокарбонатные вытяжки типа IIIа (см. табл. 1.17), что является аномальным для данного региона. Скорее всего, это объясняется привносом с атмосферными осадками газовых примесей, частиц дыма (аэрозолей), содержащих HCl, с южного промузла Башкортостана (гг. Стерлитамак, Салават) и выпадением их на исследуемой территории. Насыщенность хлоридными ионами вытяжек верхней части разреза гумусового горизонта достигает 25,9% (см. табл. 1.17, пробы №№ 1, 11, 12, 19). В некоторых вытяжках отмечаются повышенные концентрации нитратов (№№ 3, 4, 5, 8, 20). Катионный состав вытяжек также довольно разнообразен. Здесь кроме проб с преобладанием кальция отмечаются вытяжки кальциево-магниевого, натриево-магниевого, калиево-магниевого, иногда смешанного трёхкомпонентного состава. Минерализация вытяжек низкая (9–45 мг/л).

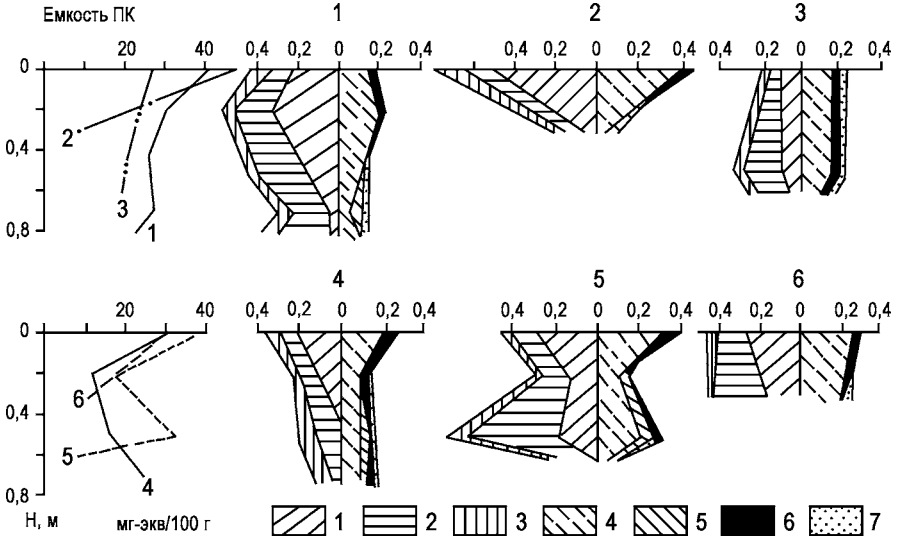


Рис. 1.8. Изменение ёмкости поглощённого комплекса и состава поровых растворов почвогрунтов Зилаирского плато [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998]

Ионы: 1 — кальциевый; 2 — магниевый; 3 — натриевый и калиевый; 4 — гидрокарбонатный; 5 — сульфатный; 6 — хлоридный; 7 — нитратный

Наибольшее увеличение концентрации (до 18,3–24,4 мг/100 г) произошло для гидрокарбонатного иона, что связано с углекислотным выщелачиванием карбонатов кальция и магния. Повышенная концентрация натрия

Таблица 1.17

Химический состав водных вытяжек почвогрунтов Зилаирского плато [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998]

№№ проб	№№ разрезов	Глубина, м	Компоненты, мг/100 г, %-моль								М, г/100 г	Индекс состава вытяжек
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+		
1	1	0,0–0,1	9,2 78,9	<2,0	1,4 21,1	<0,5	4,8 54,5	1,3 22,7	0,5 4,6	3,1 18,2	0,02	ClC_{IIIa}^{MgCa}
2		0,1–0,2	12,2 87,0	2,0	1,1 13,0	<0,5	6,4 57,1	2,1 32,1	0,4 3,6	1,4 7,2	0,024	C_{IIIa}^{MgCa}
3		0,2–0,5	9,2 88,2	<2,0	<1,0	1,5 11,8	3,5 38,6	2,8 52,3	0,4 4,5	0,9 4,6	0,018	C_{II}^{MgCa}
4		0,5–0,7	3,0 38,5	2,9 46,1	<1,0	1,5 15,4	1,3 20,0	2,0 56,7	0,6 6,7	1,8 16,6	0,013	CS_{II}^{MgCa}
5		0,8	6,1 83,3	<2,0	<1,0	1,5 16,7	1,0 13,1	2,9 63,2	0,6 7,9	2,4 15,8	0,015	C_{I}^{Mg}
6	2	0,0–0,1	24,4 85,1	<2,0	2,5 14,9	<0,5	10,2 63,7	1,6 16,3	0,5 2,5	5,3 17,5	0,045	C_{I}^{Ca}
7		0,3	3,0 55,6	2,0 44,4	<1,0	<0,5	1,3 28,6	1,1 42,9	0,8 14,3	1,0 14,2	0,009	SC_{II}^{CaMg}
8	3	0,0–0,2	9,2 68,2	<2,0	1,4 18,2	2,0 13,6	2,1 52,6	0,6 26,3	0,4 10,5	0,7 10,6	0,015	C_{II}^{MgCa}
9		0,02–0,5	9,2 71,4	<2,0	1,4 19,1	1,5 9,5	2,1 30,3	2,1 54,5	0,4 6,1	1,1 9,1	0,016	ClC_{IIIa}^{MgCa}
10		0,6	6,1 0,1	<2,0	1,4	0,7 6,7	1,3 22,2	2,0 59,3	0,4 7,4	1,0 11,1	0,012	C_{II}^{CaMg}
11	4	0,0–0,1	12,2 74,1	<2,0	2,5 23,9	<0,5	4,1 57,1	1,0 22,9	0,5 5,7	1,8 14,3	0,022	ClC_{IIIa}^{CaMg}
12		0,1–0,2	6,1 71,4	<2,0	1,1 21,4	0,7 7,2	1,9 43,5	1,1 39,1	0,5 8,7	0,6 8,7	0,013	ClC_{IIIa}^{CaMg}
13		0,2–0,5	6,1 58,8	2,9 35,3	<1,0	0,7 5,9	<0,5	1,6 61,9	0,5 9,5	2,4 28,6	0,014	SC_{II}^{KMg}
14		0,6–0,7	6,1 55,6	2,0 22,2	1,1 16,7	0,7 5,5	<0,5	0,6 35,7	0,6 21,4	2,3 42,9	0,013	SC_{I}^{NaMg}
15	5	0,0–0,1	18,3 81,1	<2,0	2,5 18,9	<0,5	5,6 52,8	2,2 34,0	0,5 3,8	1,9 9,4	0,031	ClC_{IIIa}^{CaMg}
16		0,1–0,2	6,1 66,7	2,0 26,7	<1,0	0,7 6,6	2,6 44,8	1,7 48,2	<0,2	0,9	0,014	SC_{II}^{CaMg}
17		0,2–0,5	12,2 66,7	3,4 23,3	1,1 10,0	<0,5	3,6 25,0	5,6 63,9	0,8 4,2	2,0 6,9	0,029	SC_{II}^{Mg}
18		0,6	3,0 41,7	2,9 50,0	<1,0	0,7 8,3	0,6 12,0	2,0 68,0	0,6 12,0	0,7 8,0	0,011	SC_{II}^{Mg}
19	6	0,0–0,1	15,2 89,3	<2,0	1,1 10,7	<0,5	5,5 57,4	1,8 31,9	0,5 4,3	1,2 6,4	0,025	C_{IIIa}^{MgCa}
20		0,1–0,3	12,2 86,9	<2,0	<1,0	1,8 13,1	3,6 38,3	3,1 55,3	0,5 4,3	0,5 2,1	0,022	C_{II}^{CaMg}

(до 21,4%) и калия (до 42,9%) в отдельных разрезах (5, 6, 13, 14 и др.) связана с гидролизом полевых шпатов, которые присутствуют в составе грауваккковых песчаников зилаирской свиты (см. табл. 1.15). В дальнейшем при взаимодействии слабокислых дождей с породами происходит вынос солей из пород зоны аэрации и поступление их в грунтовые воды.

В составе поглощённых оснований почвогрунтов и подстилающих коренных пород (табл. 1.18) преобладает кальций (70,7–86%). Отмечается повышенная (до 25%) концентрация магния. Содержание натрия и калия низкое (0,3–1,2, редко до 5,5%). Ёмкость обмена пород гумусового горизонта и коры выветривания высока (до 61,1 ммоль/100 г), а песчаников и сланцев < 8,91–22,64 ммоль/100 г. Насыщение обменными катионами почвогрунтов происходит в результате выветривания горных пород (минералов), сопровождающегося переходом катионов из необменного состояния в обменное. Необходимо особо подчеркнуть то, что обменные катионы почв и коры выветривания оказывают глубокое влияние на процессы, протекающие во всех компонентах ландшафта: рост растений, миграцию солей в почвах и грунтах, состав грунтовых вод и др. [Перельман, 1961].

Повторные геохимические исследования, проведенные в 1995 г. [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998] на Зилаирском плато (стационарная площадка 1), свидетельствуют о том, что в водных вытяжках почвогрунтов концентрация хлор-иона (интервал 0,02–0,2 м) близка к показателям 1993 г. (16,7–24,2%). Содержание нитрат-иона также остается высоким (как и в ПК). В составе гумусового горизонта и пород коры выветривания существенных изменений не наблюдается.

В почвогрунтах отмечается значительная концентрация многих микроэлементов (меди, цинка, марганца, фтора, никеля, хрома и др., табл. 1.19).

Почвенный покров Зауралья в связи со сложностью условий почвообразования характеризуется большим разнообразием типов и разновидностей, включающих серые лесные почвы, чернозёмы, солонцы и солончаки и др. Структура почвенного покрова также отличается большой пестротой. В полосе расчленённых предгорий преобладают маломощные грубоскелетные почвы и чернозёмы, преимущественно выщелоченные и типичные слаборазвитые. В южной части Зауральской равнины распространены относительно малогумусные чернозёмы южные и обыкновенные. Они сочетаются здесь в основном с их маломощными разновидностями, отчасти с солонцеватыми чернозёмами и лугово-чернозёмными почвами.

По мере перехода от предгорий к равнинной части структура почвенного покрова становится более сложной. Преобладают чернозёмы обыкновенные (табл. 1.20); широкое распространение получили примитивные органогенно-щебнистые почвы.

Чернозёмы характеризуются слабокислой реакцией среды (pH 5,9–7,5), высоким содержанием поглощённых оснований (емкость ПК 40–

Таблица 1.18

Состав поглощённого комплекса почвогрунтов (кора выветривания) Зилаирского плато [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998]

№№ проб	№№ разрезов	Глубина, м	Поглощенные катионы, мг/100 г, %-моль				Емкость обмена, моль/100 г	$\frac{rCa^{2+}}{rNa^{+}+rK^{+}}$
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}		
1	1	0,0–0,1	661,3 83,5	73,0 15,2	3,0 0,3	16,0 1,0	39,54	61,11
2		0,1–0,2	501,0 82,1	60,5 16,3	3,0 0,4	13,3 1,2	30,44	53,19
3		0,2–0,5	420,8 79,1	61,0 18,9	3,2 0,5	11,7 1,2	26,45	47,73
4		0,5–0,7	420,8 76,7	73,0 21,9	3,2 0,5	9,0 0,9	27,37	56,76
5		0,8	350,7 77,3	59,0 21,4	3,0 0,6	6,2 0,7	22,64	60,34
6	2	0,0–0,1	751,5 81,5	94,6 16,9	3,2 0,3	22,6 1,3	46,0	52,08
7		0,3	126,3 70,7	24,4 22,6	11,3 5,5	4,3 1,2	8,91	10,50
8	3	0,0–0,2	420,8 80,0	59,5 18,6	2,8 0,5	9,8 0,9	26,26	56,76
9		0,2–0,5	320,6 78,1	50,8 20,4	1,8 0,4	8,6 1,1	20,48	53,33
10		0,6	310,6 80,6	42,5 18,1	2,3 0,5	5,9 0,8	19,24	62,0
11	4	0,6–0,1	501,0 83,3	55,1 15,1	5,3 0,8	9,4 0,8	30,00	53,19
12		0,1–0,2	200,4 79,1	29,3 19,1	1,6 0,6	6,2 1,2	12,64	43,48
13		0,2–0,5	260,5 75,9	45,9 22,0	1,6 0,4	10,9 1,7	17,12	37,14
14		0,6–0,7	390,8 77,4	65,1 21,3	2,3 0,4	9,8 0,9	25,21	55,71
15	5	0,0–0,1	631,3 86,0	58,0 13,0	2,3 0,3	10,1 0,7	36,63	87,50
16		0,1–0,2	270,5 78,2	42,0 20,0	2,3 0,6	7,8 1,2	17,26	45,0
17		0,2–0,5	470,9 74,1	96,2 25,0	2,3 0,3	7,4 0,6	31,70	81,03
18		0,6	106,2 75,9	18,7 22,1	1,6 1,0	267 1,0	6,98	37,86
19	6	0,0–0,1	501,0 83,1	58,4 16,0	1,2 0,2	2,7 0,7	30,08	92,59
20		0,1–0,3	160,3 73,3	32,0 24,1	3,5 1,4	5,5 1,3	10,92	27,59

55 ммоль/100 г). Среди них преобладает ион кальция (30–45 ммоль/100 г), а магния — <4–10 ммоль/100 г.

Серые лесные почвы по механическому составу относятся к тяжёлым суглинкам с ёмкостью ПК 25–33 ммоль/100 г. Среди поглощённых катионов преобладает кальций (13–26 ммоль/100 г).

Таблица 1.19

Микроэлементы в почвогрунтах Зилаирского и Кананикольского стационаров, мг/кг [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998]

Глубина, см	F	Cu	Zn	Mn	Co	Pb	Mo	Na	K	Cr	Mo	Ni
Разрез 1												
3–20	250	60	178	1580	37	33	16,4	6,8	16,8	30	20	157
30–40	330	55	141	1225	41	27	18,8	7,4	184	184	20	168
42–52	350	62	126	992	41	33	21,0	7,6	20,0	184	20	196
70–80	375	75	126	900	41	27	32,0	10,0	19,0	190	20	260
Разрез 2												
2–10	310	48	174	2160	33	25	16,4	7,5	12,5	232	20	142
10–20	400	44	106	1125	45	25	35,4	17,3	9,3	317	20	280
Разрез 3												
1–15	380	48	115	1350	37	25	19,9	8,1	16,8	282	20	191
20–30	380	51	292	968	41	33	24,3	11,2	15,9	308	20	233
40–50	400	48	108	890	41	27	27,4	14,0	11,0	419	20	239
Разрез 4												
2–10	380	47	142	2420	25	33	10,8	5,7	12,2	161	20	131
10–20	380	44	125	1850	37	33	14,8	7,6	18,0	256	20	185
40–50	380	55	126	848	33	27	22,1	7,3	18,0	282	20	220
60–70	420	57	108	961	41	27	20,7	7,5	13,5	232	20	220
Разрез 5												
2–10	450	62	141	2350	29	33	11,4	4,2	13,6	139	20	136
10–20	450	51	122	2095	41	27	15,8	4,6	18,6	268	20	196
40–50	450	69	152	913	41	27	26,0	1,5	18,6	282	20	318
50–60	500	60	198	1004	37	27	29,0	16,4	12,2	308	20	227
Разрез 6												
1–8	380	30	165	2276	33	25	16,4	10,7	16,5	282	20	142
10–20	450	30	165	1125	41	25	23,4	13,6	11,4	434	20	185

Таблица 1.20

Состав водной вытяжки из чернозёмов (бассейн р. Янгелька, [Почвы ..., 1995])

Глубина, см	Сухой остаток, ммоль/100 г почвы	Ионы, ммоль/100 г					
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
0–20	0,09	0,75	0,28	0,15	0,70	0,20	0,27
35–45	0,27	0,74	0,44	1,68	1,18	0,60	1,08
55–65	0,09	0,76	0,40	0,15	0,70	0,20	0,40
90–100	0,08	0,74	0,28	0,17	0,76	0,20	0,24
110–120	0,10	0,85	0,28	0,13	0,52	0,30	0,44

В бассейне нижнего течения р. Таналык (на площади >240 км^2) развиты солонцово-солончаковые комплексы почв вместе с солонцеватыми чернозёмами и лугово-чернозёмными почвами. По солевому составу они относятся к градации сильной засолённости сульфатного и хлоридно-сульфатного, иногда содового типов. В почвогрунтах преобладает сернокислый натрий (до 50%). Содержание сульфатного иона составляет 30–50, хлоридного — < 17, а гидрокарбонатного — 1–3, редко до 10%.

В бассейнах рек Бол. Кизил и Таналык значительные площади занимают орошаемые земли (>10 тыс. га). В нижнем течении р. Таналык на орошаемых южных чернозёмах изучен состав поглощённых катионов почвогрунтов и определены концентрации микроэлементов в них [Абдрахманов, 1994 г.].

Анализ химического состава водных вытяжек почвогрунтов орошаемых земель свидетельствует о том, что анионный состав их преимущественно гидрокарбонатный (69–100%), содержание сульфатного иона составляет 9–77, хлоридного — 2–31%. В катионном составе доля двухвалентных ионов (Ca^{2+}, Mg^{2+}) составляет соответственно 54–77 и 11–27%, а одновалентных ($Na^{+}+K^{+}$) — обычно 7–21, иногда до 65–76% (содово-засолённые почвы). Вытяжки преимущественного типа I (содового). Минерализация вытяжек из пород гумусового горизонта (0–0,25 м) колеблется от 26,6 до 82,3 ммоль/100 г, а в интервале глубин 1,0–1,5 м — от 16,1 до 276,8 ммоль/100 г, т.е. появляются слабосолонцеватые почвы. Они связаны с разложением (гидролизом) натриевых полевошпатовых пород, широко развитых в описываемом районе.

В ПК преобладают двухвалентные катионы (до 97–99%), ёмкость ПК 34–60 ммоль/100 г. Величина соотношения $Ca^{2+}/Na^{+}+K^{+}$ изменяется от 27 до 95.

За пределами орошаемых участков концентрация микроэлементов составляет (мг/кг): Mn 50–200; Cu 5–10; Co 3–4; B 0,6–1,0; Mo 0,04–0,23. На орошаемых участках происходит интенсивное накопление микроэлементов в почвогрунтах, особенно в интервале глубин 0–0,25 м (мг/кг): Mo 10; Pb 21–38; Co 27–39; Cu 31–66; Ni 44–77; Cr 11–260; F 260–400; Mn 727–6 150.

Высокое содержание марганца в почвогрунтах определяется геологическим строением данной территории. Оно сильно колеблется в зависимости от минералогических особенностей почвообразующих пород, их механического состава, реакции среды. По данным В.К. Гирфанова и Н.Н. Ряховской [1975], почвы Зауралья отличаются избыточным содержанием марганца. По-видимому, оросительная мелиорация здесь способствует усилению процесса накопления марганца в почвах; концентрация марганца в интервале 0–0,25 м (гумусовый горизонт) достигает 5 385–6 150 мг/кг, а в суглинках интервала 1,0–1,5 м — 710–4 463 мг/кг породы. Ураганное содержание марганца верхнего интервала объясняется высокой ёмкостью ПК гумусового горизонта (59,7 ммоль/100 г).

Как отмечает В.Ф. Корякина [1974], гетеровалентный марганец является важным регулятором окислительно-восстановительных процессов, происходящих в почвах и растениях; влияет на синтез таннидов, алкалоидов, регулирует обмен азота и других процессов.

1.4.2. Растительность

Географическое положение и климатические условия Южного Урала обеспечивают большое разнообразие растительности. В пределах горной части наблюдаются явления вертикальной поясности (от горно-тундровой до степной растительности межгорных долин). Облесённость территории колеблется от 1% в равнинно-степной части (бассейн р. Таналык) до 90% в центральной среднегорной части [Хайретдинов и др., 2004].

Широколиственные сообщества наибольшее развитие имеют в пределах Южной части Зилаирского плато и Предуралье, где представлены дубом, липой, ильмом, осиной. В травяном покрове основным растением является сныть, к которой в более северных районах могут примешиваться чина, ясменник, копытень, звездчатка, а в более южных — вейник, миндаль-бобовник и др. Для подлеска широколиственных лесов характерны орешник, бересклет, рябина. Современные лиственные леса (берёзовые, осиновые, липовые) в большинстве своём являются вторичными, возникшими на месте вырубок коренных хвойных и части широколиственных лесов.

Основной областью развития хвойных лесов является горная часть, где сосредоточено >80% насаждений. Они образованы из светлохвойных (сосна, лиственница) и тёмнохвойных (пихта, ель) деревьев. Основной областью развития сосновых лесов являются центральные хребты Южного Урала, где сосредоточено 70% всех сосновых лесов, причем на востоке границей ареала служит верхнее течение р. Белой, а на юге — широта с. Зилаир. Тёмнохвойные леса развиты главным образом в северной горной части Южного Урала, а южной границей развития их служит широта сел Аскарово – Габдюково.

Освоение целины в начале 50-х годов ликвидировало равнинные степи Зауралья. Основные массивы степей сохранились на склонах гор и холмов. Горные степи после освоения целины начали деградировать под влиянием бессистемного выпаса скота, поголовье которого превышало ёмкость пастбищ в разных районах в 2–5 раз. В результате даже в горных районах первичные степи сохранились лишь отдельными фрагментами.

Болота занимают сравнительно небольшие площади. Наибольшее развитие они получили в верховьях рек Белой, Урала, Юрюзани, Инзера в пределах горных систем Иремель, Ямантау и др.

Значение почвенно-растительного слоя велико в формировании и перераспределении поверхностного и подземного стока. Поверхностный

сток в лесных ландшафтах уменьшается в 2–6 раз по сравнению с незалесёнными (лес способствует переводу поверхностного стока в подземный). Вырубка лесов в последние десятилетия вызвала на Южном Урале увеличение весеннего поверхностного стока, что привело к катастрофическим паводкам.

Лесная подстилка, как отмечает А.Х. Мукатанов [Старова, Мукатанов, Абдрахманов и др., 1998], является основным источником ОВ, азота, зольных элементов лесных почв. Интенсивностью и ходом разложения растительных остатков и освобождением заключённых в них химических элементов и соединений во многом определяется направленность почвенных процессов. По реакции среды резко отличаются подстилки хвойных и лиственных пород. Реакция среды первых составляет 5,1–5,4, а вторых — 6,0–6,3. Аналогичная закономерность обнаруживается и в ёмкости ПК (ммоль/100 г): 72–80 — в березняках, 48–53 — в сосняках и 35–42 — в ельниках.

Высока гидрогеологическая роль лесных подстилок, химический состав и водные свойства которых зависят от состава пород. Лесная подстилка в ненарушенном состоянии обладает высокой влагоёмкостью и хорошей водопроницаемостью: влагоемкость елово-пихтовой подстилки на Южном Урале составляет 300, сосновой — 250–280, березняковой — 200–230%. Сосновые насаждения, учитывая запасы подстилки, могут задержать дополнительно к почвенным до 60–80 т, а березняки и липняки — 10–40 т влаги на 1 га. Эти свойства лесной подстилки способствуют саморегулированию почвенно-растительного покрова и защите его от эрозионных процессов.

Глава 2

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Условия формирования подземных вод в первую очередь определяются геолого-тектоническими особенностями и историей развития геологических структур Урала и сопредельных регионов. В пределах рассматриваемой территории с запада на восток выделяются следующие структуры первого порядка: Западно-Уральская внешняя зона складчатости, Центрально-Уральское поднятие и Магнитогорский мегасинклинорий (рис. 2.1).

2.1. Стратиграфия и литология

Описание осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов Южного Урала производится в соответствии со стратиграфической схемой Урала, утверждённой Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) России в 1993 г. [Стратиграфические ..., 1993], объяснительной запиской к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (новая серия) лист N-40 (41) – Уфа [Геологическая ..., 2002] и Стратиграфическим кодексом России [2006].

Краткая характеристика стратиграфических подразделений, позволяющая определить условия размещения и формирования подземных вод исследуемого региона, производится от древних к более молодым.

Наиболее древними образованиями на Южном Урале являются позднепротерозойские комплексы. Они широко развиты в Башкирском мегантиклинории, где представлены рифеем (*RF*) и вендом (*V*). Рифейские отложения подразделяются на нижнюю (RF_1), среднюю (RF_2) и верхнюю (RF_3) эратемы.

Нижний рифей (*бурзянская серия*) представлен в Башкирском мегантиклинории большеинзерской ($RF_1 bin$), суранской ($RF_1 sr$) и юшинской ($RF_1 j\check{s}$) свитами (в пределах Ямантауского антиклинория). На севере, в Тараташском антиклинории, аналогом юшинской является бакальская ($RF_1 bk$) свита.

Бурзянская серия сложена песчаниками, алевролитами и конгломератами полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми, сланцами глинистыми и углеродисто-глинистыми.

Большеинзерская свита представлена кварцевыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами. В суранской свите развиты

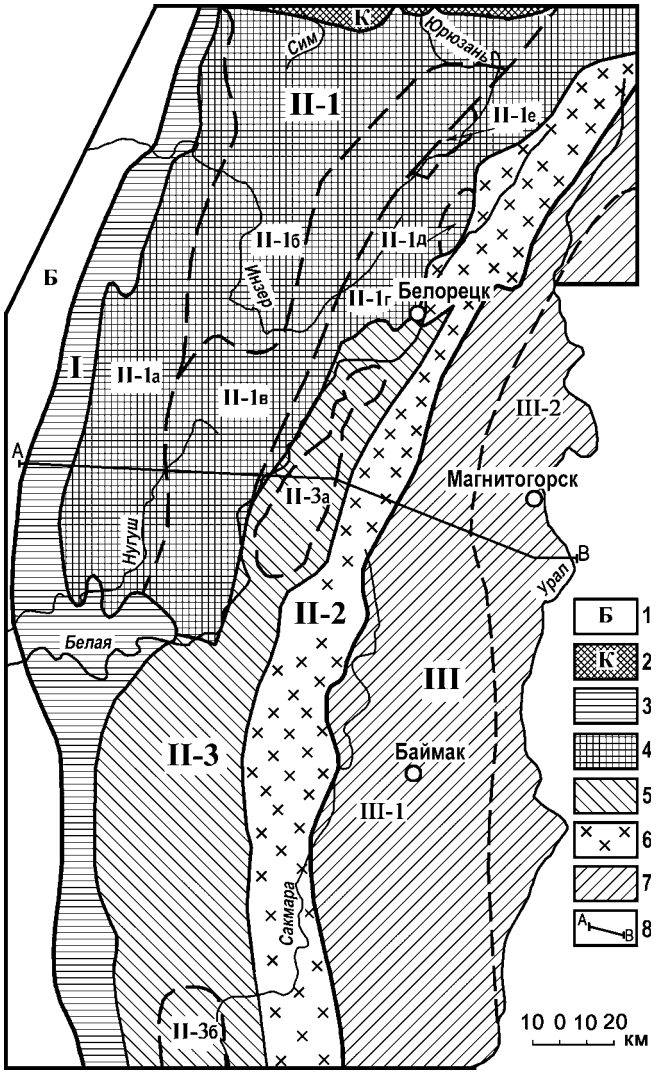


Рис. 2.1. Схема тектонического районирования Южного Урала [Геологическая ..., 2002]

Условные обозначения: 1 — Бельский прогиб (Б); 2 — Каратауское поднятие (К); 3 — Западно-Уральская внешняя зона складчатости (мегазона I); 4–6 — Центрально-Уральское поднятие (мегазона II): 4 — Башкирский мегантиклинорий (II–1), 5 — Зилаирский мегасинклинорий (II–3), 6 — Уралтауский мегантиклинорий (II–2); 7 — Магнитогорский мегасинклинорий (мегазона III): III–1 — западная зона, III–2 — центральная зона. Структуры третьего порядка: II–1а — Алатауский антиклинорий, II–1б — Инзерский синклинорий, II–1в — Ямантауский антиклинорий, II–1г — Белорецкий антиклинорий, II–1д — Тирлянская синклиналь, II–1е — Юрюзанская синклиналь, II–3а — массив Крака, II–3б — Сакмарское поднятие; 8 — профиль URSEIS–95

доломиты и известняки с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов с линзами магнезитов и прослоями флюоритов. Бакальская (юшинская) свита сложена углеродисто-глинистыми сланцами, доломитами и известняками со строматолитами и с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность бурзянской серии 6 200–7 650 м.

Средний рифей (*юрматинская серия*) расчленяется на машакскую ($RF_2mš$), зигальгинскую (RF_2zg), зигазино-комаровскую (RF_2zk), авзянскую (RF_2av) свиты. Машакская свита представлена метабазальтами, риолитами, их туфами, конгломератами, песчаниками и алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами. Зигальгинская и зигано-комаровская свиты сложены песчаниками кварцевыми, реже алевролитами и глинистыми сланцами, часто углеродистыми. В авзянской свите распространены доломиты и известняки со строматолитами с прослоями кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность серии 5 500–6 700 м.

Верхний рифей (*каратуская серия*) расчленяется на зильмердакскую (RF_3zl), катавскую (RF_3kt), инзерскую (RF_3in), миньярскую (RF_3mn) и укскую (RF_3uk) свиты. Каратуская серия сложена песчаниками, алевролитами аркозовыми и кварцевыми, гравелитами и конгломератами, глинистыми известняками, мергелями, доломитами и известняками со строматолитами. Общая мощность 2 780–5 350 м.

Вендские отложения (*ашинская серия Vaš*) представлены полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, глинистыми сланцами, аргиллитами мощностью 2 000–3 300 м.

Позднепротерозойские образования в Уралтауском мегантиклинории представлены филлитами, графит-кварцевыми, слюдяно-хлорито-плагиоклаз-кварцевыми сланцами, кварцитами, гнейсами и отдельными гранитными массивами мощностью 5 200–7 500 м.

Палеозойские отложения (*PZ*) имеют значительное развитие на Южном Урале. Наиболее древние из них известны в Зилаирском и Магнитогорском мегасинклинориях, а также в Уралтауском мегантиклинории, где они отнесены к *ордовику*.

В Зилаирском мегасинклинории ордовикские отложения обнажены на его западном и восточном бортах. Они представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, доломитами и кварцитовидными песчаниками мощностью 20–150 м, в Юрюзанской синклинали — до 600 м.

В Магнитогорском мегасинклинории ордовик сложен преимущественно вулканитами основного состава (базальты) с прослоями глинисто-кремнистых сланцев мощностью < 1 500 м.

В Уралтауском мегантиклинории ордовикские отложения представлены слабометаморфизованными толщами: хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, кварцитовидными песчаниками мощностью < 500 м.

Силурийские отложения (*S*) имеют широкое развитие как в бортовых частях Зилаирского мегасинклинория, так и в Магнитогорском мегасин-

клинории. В первом случае они представлены осадочными породами (глинистые сланцы, известняки и очень редко доломиты) мощностью <600–700 м. В Магнитогорском мегасинклинории силур сложен в основании вулканитами базальтового состава, а остальная часть разреза — глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами мощностью 800–900 м.

Девонская система (*D*) широко представлена в Западно-Уральской внешней зоне складчатости, где часто выделяется вместе с каменноугольной системой, Зилаирском (зилаирская свита — D_3zl) и Магнитогорском (баймак-бурибайская — D_1bb, ирендыкская — $D_{1-2}ir$, карамалыташская — D_2kr, улутауская — $D_{2-3}ul$, биягодинская — D_3bd и другие свиты) мегасинклинориях. Она сложена массивными известняками и доломитами с прослоями глинистых сланцев, полимиктовых песчаников (Западно-Уральская зона, северное обрамление Зилаирского мегасинклинория и др.), переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов (зилаирская свита), метабазальтами, андезитами, их туфами, кремнистыми сланцами, песчаниками (баймак-бурибайская, ирендыкская, карамалыташская, улутауская свиты) мощностью 10–12 км.

Каменноугольная система (*C*) распространена в Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Магнитогорском мегасинклинории (берёзовская — C_1br, кизильская — $C_{1-2}kz$, уртазымская — C_2ur и янгельская — C_3–P_1 свиты). В её сложении участвуют карбонатные (известняки, доломиты), терригенные (конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы), вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (туфопесчаники, риолиты, их туфы, базальты, андезибазальты и др.). Мощность пород достигает 3000–4000 м.

Мезозойско-кайнозойские отложения (*MZ–KZ*) наибольшее развитие имеют в бассейне нижнего течения р. Таналык. Они довольно широко представлены, как кора выветривания, на междуречьях Зилаирского плато и Уралтау, а также в колчеданоносных районах Южного Урала. Мощность их до 15–20 м (над рудными месторождениями до 100–150 м) [Кисарев, 1979].

Юрская система (*J*) развита по правобережью р. Таналык и сложена глинами, кварцевыми песками, галечниками мощностью >200 м.

Меловая система (*K*) развита в бассейне нижнего течения р. Таналык. В сложении её принимают участие глины, пески, мергели мощностью менее 100 м.

Палеогеновая система (*P*) известна на междуречье Сакмара–Таналык и сложена морскими осадками: глинами (гидрослюдисто-каолиновыми), опоками, алевролитами, кварцевыми песками, гравием мощностью <50 м.

Четвертичная система (*Q*) представлена аллювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Аллювий (суглинки, супеси, пески, гравий) мощностью до 10–17 м выполняет долины рек, а элювио-делювий (глины, суглинки с дресвой, щебнем) покрывает сплошным чехлом (<10–30 м) склоны долин и водоразделы.

2.2. Химический состав пород

Наибольший вклад в исследование вещественного состава метаморфических и вулканогенно-осадочных пород Башкирского и Уралтауского мегантиклинориев внесли А.А. Алексеев, Э.З. Гареев, О.А. Захаров, С.Г. Ковалев, Н.Н. Ларионов, А.В. Маслов, В.П. Парначев, А.Ф. Ротарь, Г.Б. Ферштатер, а интрузивных и вулканогенно-пирокластических пород Магнитогорского мегасинклинория — П.В. Аржавитин, А.С. Бобохов, И.А. Бурикова, В.Г. Кориневский, В.А. Коротеев, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, И.Б. Серавкин, В.И. Сначёв, А.К. Тимергазина, Т.И. Фролова, Е.П. Ширай, Д.С. Штейнберг, Р.Г. Язева и др. Химический состав карбонатных осадков Западно-Уральской внешней зоны складчатости изучен Е.И. Кулагиной, Н.Н. Кочетовой и др.

Химический состав карбонатных пород, развитых в пределах передовых складок Южного Урала, приведён в таблице 2.1. Как видно, состав известняков довольно однообразный. Содержание CaO обычно составляет 52–54; SiO_2 — 0,3–1,4; MgO — 0,9–2,4%. В отдельных разрезах (Мурадымово) количество CaO уменьшается до 44%, а SiO_2 увеличивается до 13,5%.

Исследования литохимических особенностей тонкозернистых терригенных пород рифея региона указывают на преобладание среди них трёхкомпонентных (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда) глинистых пород с примесью тонкодисперсных полевых шпатов. Доля монтмориллонита в составе глинистых сланцев и аргиллитов существенна, что свидетельствует о семи-

Таблица 2.1

Химический состав известняков и доломитов Западно-Уральской внешней зоны складчатости (масс.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	1,20	0,88	1,40	0,30	0,80	13,50	8,80
TiO_2	0,05	0,03	0,02	0,05	0,03	0,02	0,16
Al_2O_3	0,45	0,35	0,72	0,35	0,35	0,38	1,37
Fe_2O_3	0,60	0,40	0,56	1,00	0,80	0,30	1,84
MnO	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,15	0,03
MgO	0,90	1,40	1,60	1,20	2,40	2,00	4,80
CaO	52,40	53,96	53,10	52,04	52,25	44,02	39,9
Na_2O	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,27	0,27
K_2O	0,01	0,01	0,05	0,02	0,01	0,06	0,41
P_2O_5	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,06
ППП[1]	43,90	43,08	41,88	45,40	43,30	39,38	41,94
Сумма	99,63	100,15	99,46	100,59	100,07	100,09	99,57

Примечания: [1] ППП (потери при прокаливании) — убыль веса породы при нагревании до 600–900°C. При прокаливании порода теряет воду, гумус, CO_2 карбонатов, адсорбированные газы и хлориды [Фролов, 1964]. Места отбора проб: 1 — Сим, 2 — Аскын, 3 — Зиган, 4 — Усолка, 5 — Акавас, 6 — Мурадымово, 7 — Сиказа.

гумидных климатических условиях их формирования [Маслов и др., 2008]. Содержание петрогенных оксидов составляет (масс.%): SiO_2 48–74,5 (среднее 62,6); Al_2O_3 9–23,0 (16,8); MgO 0,004–15,2 (3,0); CaO 0,002–14,2 (1,0); K_2O 0,25–8,3 (4,1); Na_2O 0,11–2,6 (1,1); Fe_2O_3 0,4–23 (3,5) (табл. 2.2, 2.3).

В микроэлементном составе этих пород (см. табл. 2.3) отмечаются повышенные концентрации (г/т): Ba 321–494; Zr 143–197; Rb 106–202; Ni 30–77; Nd 26–41; Sc 13–18,5; Co 11–16. Содержания других микроэлементов не превышают первых граммов на тонну.

В метаморфических комплексах Центрально-Уральского поднятия широко распространённую группу составляют разнообразные слюдисто-кварцевые сланцы (табл. 2.4) и кварциты (табл. 2.5). По минеральному составу среди сланцев выделяются кварцево-слюдяные, слюдисто-кварцевые, двуслюдисто-кварцевые, двуслюдисто-кварцевые плагиоклазсодержащие и двуслюдисто-кварцевые плагиоклаз- и кальцитсодержащие разности.

Все типы пород этой группы, имеют ясно выраженную полосчато-слоистую и сланцеватую текстуры и микроструктуру от гранолепидобластовой до лепидогранобластовой. Содержание основных породообразующих минералов в них изменяется в широких пределах (масс.%): от 5–10 до 60–70 для мусковита в слюдисто-кварцевых и кварцево-слюдяных сланцах, от 3–5 до 20–30 для мусковита и от 2–3 до 25–30 для биотита в двуслюдисто-кварцевых сланцах [Алексеев, 2008].

Таблица 2.2

Химический состав глинистых пород Башкирского мегантиклинория [Алексеев и др., 2006]

Компоненты	Содержание, масс.%								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	47,87	51,50	51,00	57,00	67,44	55,00	61,95	70,00	56,00
TiO_2	0,91	1,34	0,64	0,40	0,62	0,95	1,15	0,76	0,64
Al_2O_3	13,50	18,50	15,00	9,00	15,71	23,00	14,40	12,10	15,00
Fe_2O_3	23,00	10,80	11,80	3,80	2,80	6,30	11,20	8,20	4,30
MnO	0,05	0,04	0,05	0,09	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
MgO	4,00	5,80	3,60	3,20	2,60	2,10	2,80	1,80	15,20
CaO	0,57	0,80	2,27	14,20	0,57	0,43	0,28	0,28	1,14
Na_2O	1,08	1,65	0,13	0,50	0,27	0,30	0,30	0,30	1,75
K_2O	5,00	3,75	5,71	2,16	8,33	7,50	4,33	3,33	1,75
P_2O_5	0,13	0,72	0,06	0,12	0,13	0,48	0,05	0,03	0,16
ППП	4,60	5,14	9,66	10,38	1,84	3,84	2,94	2,54	5,02
Сумма	100,71	100,14	99,92	100,85	100,33	99,92	99,41	99,36	100,47

Примечания. Порода и место отбора пробы: 1 — глинистый сланец (*S*), р. Кадыш; 2 — глинистый сланец (*Vaš*), р. Куккараук; 3— глинистый сланец (RF_2zk), рудник Иркускан; 4 — глинистый сланец известковистый (RF_2av), р. Кургашля; 5 — глинистый сланец (RF_2av), р. Терга; 6 — глинистый сланец ($RF_1jš$), восточнее д. Мал. Бретяк; 7, 8 — глинистый сланец филлитизированный ($RF_1jš$), северная оконечность хр. Бол. Шатак; 9 — глинистый сланец известковистый филлитизированный (RF_1sr), р. Бол. Инзер.

Таблица 2.3

Химический состав (масс.%) и содержание микроэлементов (г/т) глинистых сланцев и аргиллитов рифея Южного Урала [Маслов и др., 2008]

Компоненты	Саткинская (суранская) свита			Машакская свита			Зигазино-комаровская свита			Авзянская свита			Инзерская свита		
	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.	Мин.	Макс.	Сред.
1	2			3			4			5			6		
SiO_2	62,60	68,50	65,30	60,60	67,50	63,50	63,00	74,50	66,50	56,18	65,00	60,59	53,50	69,68	62,34
TiO_2	0,58	0,86	0,63	0,72	0,92	0,82	0,51	0,99	0,78	0,79	1,13	0,88	0,29	1,58	0,92
$A1_2O_3$	14,20	17,25	16,00	15,80	20,50	18,70	12,26	17,50	14,95	14,00	20,60	18,12	12,34	20,81	17,71
Fe_2O_3	0,36	1,87	1,00	0,82	1,64	1,51	1,00	3,30	2,01	2,47	6,40	3,89	1,81	6,25	3,39
FeO	1,29	3,88	2,98	4,67	6,47	5,21	2,23	4,53	3,02	0,14	3,75	1,51	0,72	4,46	2,44
CaO	0,86	1,72	1,23	0,56	1,20	0,78	0,002	0,56	0,42	0,30	1,53	0,56	0,27	1,80	0,69
MgO	2,47	4,82	3,86	1,48	2,00	1,63	0,004	4,00	2,46	1,26	8,87	3,06	1,20	3,29	2,30
MnO	0,001	0,04	0,01	–	–	–	0,01	0,07	0,03	0,01	0,16	0,01	0,02	0,15	0,03
P_2O_5	0,001	0,23	0,10	0,05	0,12	0,07	0,02	0,13	0,09	0,04	0,16	0,09	0,02	0,23	0,10
K_2O	2,18	3,39	3,15	2,47	3,53	3,21	2,03	5,76	3,79	2,74	6,54	5,29	0,25	7,06	4,75
Na_2O	1,23	2,56	2,03	0,31	0,96	0,50	0,93	2,40	1,50	0,37	1,19	1,03	0,11	1,41	1,10
ППП	4,00	4,65	4,21	3,90	4,78	4,50	2,88	4,38	3,40	3,40	4,85	4,47	3,45	5,00	4,34
Sc	18,47±4,6			18,1±4,2			12,8±6,4			16,6±6,7			16,7±4,4		
V	81,0±15,8			143,1±11,2			104,8±39,1			93,6±42,3			73,4±19,0		
Cr	145,2±47,1			174,0±106,5			133,4+49,3			139,6±48,6			107,0±20,5		
Co	13,4±4,8			16,0±6,8			11,4±7,8			12,1±4,8			12,3±3,6		
Ni	44,8±2,9			76,8±47,5			32,4±22,2			47,3±11,4			30,4±8,3		
Cu	18,3±19,4			27,5±12,7			37,7+34,5			19,5±89,2			19,6±17,0		
Zn	41,6±19,0			75,2±31,2			79,7±49,2			45,4±23,4			66,3±18,4		
Ga	25,9±1,0			26,3±1,4			23,8±8,5			25,7±8,4			22,5±4,9		
Rb	201,8±54,2			106,3±38,9			134,3±70,5			150,0±53,3			141,5±34,8		

Таблица 2.3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Sr	39,0±9,6	35,9±23,5	22,7+159,3	39,4+83,8	67,8±30,8
Y	21,9±5,8	30,4±11,1	19,9±10,2	22,7±9,2	32,6±7,6
Zr	145,8±24,5	143,5±24,5	174,6±78,1	181,1±78,6	197,2±45,8
Nb	16,7±0,6	15,3±3,4	13,6±6,4	15,9±5,6	16,6±3,7
Mo	0,2±0,1	0,4±0,1	0,4±0,1	0,1±0,1	0,2±0,2
Cs	5,5±1,1	3,3±1,2	5,2±2,4	6,9±3,8	5,8±1,8
Ba	494,4±74,8	374,8±52,2	417,0±303,3	463,5±202,5	320,7±194,5
La	46,2±9,7	35,1±28,4	27,0±12,2	31,6±12,3	44,6±8,3
Ce	87,3±33,3	76,5±53,2	63,9±26,4	66,5±27,4	97,5±27,4
Pr	11,5±2,4	8,6±6,4	7,2±3,0	7,1±3,1	10,3±1,9
Nd	41,2±10,5	31,1±23,3	25,6±11,0	27,3±11,8	40,5±6,6
Sm	6,7±1,8	5,9±4,4	3,9±2,0	5,2±2,3	7,5±1,4
Eu	1,1±0,3	1,1±0,8	0,7±0,5	1,0+0,5	1,2±0,2
Gd	5,6±1,4	4,9+3,4	2,9±1,8	4,6±1,9	5,7±1,5
Tb	0,8±0,2	0,8±0,4	0,4+0,3	0,7±0,3	1,0±0,2
Dy	4,1±1,0	4,6±1,7	3,1+1,6	3,8±1,5	5,5±1,1
Ho	0,8±0,2	1,1±0,3	0,6±0,3	0,8±0,3	1,2±0,2
Er	1,9±0,4	2,8±0,8	1,7±0,9	2,1±0,9	3,2±0,7
Tm	0,3±0,05	0,4±0,1	0,3±0,1	0,4±0,1	0,5±0,1
Yb	2,0±0,4	2,7±0,4	1,7±1,0	2,4±0,9	3,4±0,6
Lu	0,3±0,04	0,4±0,1	0,3+0,1	0,3±0,1	0,5±0,1
Hf	4,2+0,5	3,7±0,8	4,4±2,0	4,9±2,1	5,0±1,2
W	1,1±0,2	1,0±0,3	0,9±0,6	0,9±0,5	1,6±0,4
Pb	6,5±15,3	3,8±4,6	21,3±10,4	9,0±2,5	9,4±11,8
Bi	0,14±0,1	0,05±0,06	0,14±0,1	0,14±0,09	0,3±0,3
Th	14,1±1,5	11,9±2,7	9,7±4,7	12,3±4,6	15,7±2,8
U	1,9±0,2	2,0±0,4	1,7±0,7	2,1±0,8	2,3±0,6

В плагиоклазсодержащих разностях слюдисто-кварцевых сланцев содержание плагиоклаза не поднимается >15–20 масс.%. Как особый тип слюдисто-кварцевых сланцев выделяют хлоритсодержащие разности, но большей частью хлорит в них имеет наложенный характер и развивается по биотиту. Химический состав породообразующих минералов и содержание микроэлементов в слюдисто-кварцевых сланцах приведены в таблицах 2.6 и 2.7.

В составе метаморфических комплексов Центрально-Уральского поднятия карбонатные породы составляют значительную группу пород, образуя обособленные толщи и горизонты мощностью до 200–400 м или прослои в толщах смешанного состава в переслаивании с метаморфическими сланцами [Алексеев, 2008]. Основными типами карбонатных пород являются кальцитовые, в меньшей степени доломитовые мрамора (табл. 2.8). Доломитовые мрамора известны в составе авзянской свиты среднего рифея.

В метаморфических комплексах Центрально-Уральского поднятия, как уже указывалось в разделе 2.1, значительное место занимают вулкано-

Таблица 2.4

Химический состав слюдисто-кварцевых сланцев Белорецкого метаморфического комплекса [Алексеев, 2008]

Компоненты	Содержание, масс.%										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	49,50	62,30	62,08	58,75	52,90	60,00	51,00	67,00	74,02	50,00	58,00
TiO_2	0,86	0,95	2,08	0,53	0,35	0,66	2,00	0,46	0,47	1,02	0,80
Al_2O_3	28,00	14,10	10,06	12,00	12,16	16,93	19,70	13,00	11,04	24,00	21,10
Fe_2O_3	5,70	6,00	3,25	3,80	3,48	6,40	1,70	4,20	0,04	17,80	4,90
FeO	–	–	1,80	–	–	–	8,90	–	2,23	–	–
MnO	0,02	0,02	0,07	0,02	0,01	0,02	0,12	0,02	0,02	0,07	0,03
MgO	2,00	7,20	8,00	18,80	21,40	5,20	4,00	4,60	2,00	2,40	4,40
CaO	0,62	1,06	0,20	0,57	2,85	0,28	5,10	3,00	2,80	0,85	0,85
Na_2O	2,25	1,62	1,81	0,40	0,16	1,35	3,30	3,80	2,01	0,50	0,63
K_2O	7,10	4,61	4,32	0,25	0,40	3,70	0,40	3,35	2,71	0,55	3,42
P_2O_5	0,12	0,18	–	0,01	0,15	0,13	–	0,03	–	0,07	0,07
ППП	3,02	1,88	6,02	4,84	5,18	4,78	4,30	0,20	2,27	3,30	5,66
Сумма	99,19	99,92	99,69	99,97	99,04	99,45	100,52	99,66	99,71	100,56	99,86

Примечания. Состав сланцев: 1, 2 — слюдисто-кварцевые, 3 — слюдисто-кварцевые плагиоклазовые, 4 — кианит-тальковые, 5 — хлоритизированные кианит-тальковые, 6 — графито-слюдисто-кварцевые, 7 — гранат-кварц-графито-плагиоклазовые, 8 — силлиманит-плагиоклаз-слюдисто-кварцевые, 9 — силлиманит-цоизит-слюдисто-кварцевые, 10 — графито-хлоритоидно-кварцевые, 11 — слюдисто-хлоритоидно-кварцевые. Места отбора проб: 1 — правобережье руч. Кара-Елга; 2 — р. Нура севернее г. Белорецк; 3 — севернее д. Азналкино в 2 км (скв. 7707, гл. 121 м); 4, 5 — бассейн рч. Черновка; 6 — р. Наяза; 7 — верховье рч. Сухой Бугодас; 8, 9 — пр. берег р. Буганак; 10 — р. Бол. Инзер (устье рч. Куянтау); 11 — верховье рч. Сред. Отнурок.

Таблица 2.5

Химический состав кварцитов Белорецкого метаморфического комплекса [Алексеев, 2008]

Компоненты	Содержание, масс. %					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	94,50	95,50	94,25	93,13	81,80	36,00
TiO_2	0,22	0,20	0,15	0,05	0,30	0,46
Al_2O_3	2,70	2,62	2,90	1,95	5,90	4,00
Fe_2O_3	0,30	0,32	0,45	1,73	1,40	2,20
FeO	0,68	0,29	0,76	0,85	–	–
MnO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04
MgO	0,16	0,12	0,35	0,43	2,00	1,60
CaO	0,25	0,23	0,50	0,73	2,80	29,40
Na_2O	0,02	0,22	0,20	0,03	1,50	3,00
K_2O	0,45	0,23	0,65	0,40	3,55	2,00
P_2O_5	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,06
ППП	0,18	0,10	0,05	0,26	0,30	20,88
Сумма	99,50	100,17	100,31	99,20	99,61	99,64

Примечания. Состав кварцитов: 1–4 — слюдистый; 5 — кальцит-полевошпатовый; 6 — двуслюдисто-известково-полевошпатовый. Места отбора проб: 1–4 — гора Малиновая; 5, 6 — правый берег р. Буганак.

Таблица 2.6

Химический состав породообразующих минералов кристаллических сланцев Белорецкого метаморфического комплекса, масс. % [Алексеев и др., 2006]

Компоненты	Порода	Цоизит	Биотит	Плагиоклаз	Мусковит	Хлорит	Сфен	Клиноцоизит	Плагиоклаз	Турмалин	Гранат
SiO_2	74,02	38,61	36,23	62,11	49,29	28,98	29,67	36,47	61,63	36,47	37,96
TiO_2	0,47	0,07	1,77	–	1,19	0,37	36,98	0,68	–	0,53	0,10
Al_2O_3	11,14	31,57	17,29	22,82	29,45	19,21	2,40	24,76	22,85	31,56	21,04
FeO	2,23	2,20	15,48	0,03	1,93	21,76	0,31	1,64	0,08	3,66	30,03
MnO	0,02	0,03	0,08	0,02	0,03	0,16	0,01	0,05	0,01	–	0,87
MgO	2,00	0,04	13,00	–	2,69	16,40	0,01	3,85	–	9,81	2,48
CaO	2,80	25,13	0,09	4,40	0,07	0,13	29,56	23,92	4,47	0,85	7,34
Na_2O	2,01	0,01	0,14	8,54	0,30	0,02	0,01	0,01	8,82	2,40	–
K_2O	2,71	–	9,28	0,10	9,26	0,08	0,02	–	0,09	0,04	–
Σ	99,71	97,66	93,36	98,02	94,21	87,11	98,97	91,38	97,95	85,32	99,82

Примечание: Порода — слюдяно-кварцевый сланец с силлиманитом, цоизитом, плагиоклазом.

генные породы (айская свита нижнего рифея, машакская свита среднего рифея). Состав их приведён в таблицах 2.9–2.11.

Химический состав гипербазитов Крака и Присакмарского массива ГУР, по данным В.В. Радченко, А.В. Клочихина [1974] и С.Г. Ковалёва,

Таблица 2.7

Содержание микроэлементов (г/т) в кианит-тальковых сланцах Белорецкого метаморфического комплекса [Алексеев, 2008]

Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание	Элемент	Содержание
Li	30,9	**Rb**	15,2	**Ce**	33,0	**Yb**	0,5
Be	0,7	**Sr**	6,1	**Pr**	4,4	**Lu**	0,1
Sc	18,6	**Y**	7,9	**Nd**	17,0	**Hf**	3,0
V	58,9	**Zr**	108,9	**Sm**	3,0	**Ta**	0,8
Cr	82,2	**Nb**	3,5	**Eu**	0,3	**W**	1,7
Co	5,0	**Mo**	0,1	**Gd**	2,4	**Tl**	0,1
Ni	41,2	**Ag**	0,1	**Tb**	0,3	**Pb**	2,6
Cu	4,4	**Cd**	0,02	**Dy**	1,7	**Bi**	0,1
Zn	223,7	**Cs**	0,9	**Ho**	0,3	**Th**	10,7
Ga	11,3	**Ba**	49,1	**Er**	0,7	**U**	0,9
Ge	2,0	**La**	16,9	**Tm**	0,1		

Таблица 2.8

Химический состав мраморов Белорецкого метаморфического комплекса [Алексеев, 2008]

Компоненты	Содержание, масс. %								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	4,70	13,30	14,10	17,20	22,50	25,00	31,20	2,20	27,20
TiO_2	0,06	0,10	0,15	0,18	0,25	0,30	0,29	0,05	0,19
Al_2O_3	0,53	0,90	2,42	2,30	3,09	4,50	5,90	1,31	5,15
Fe_2O_3	0,50	0,47	1,20	1,20	7,75	4,00	1,70	2,37	0,99
FeO	–	–	–	–	–	–	–	4,23	2,24
MnO	–	–	0,06	0,07	0,14	0,09	0,03	0,21	0,21
MgO	3,20	2,80	1,60	1,20	4,20	3,40	1,00	16,83	12,93
CaO	50,37	45,72	42,24	42,00	30,36	33,80	32,20	29,30	19,53
Na_2O	0,03	0,13	1,35	1,20	1,38	1,46	0,90	сл.	0,19
K_2O	0,37	1,00	0,55	0,50	1,80	2,75	1,86	сл.	1,63
P_2O_5	–	–	0,06	0,03	0,07	0,01	0,07	0,03	0,06
ППП	39,82	35,10	35,92	34,40	28,04	24,80	24,76	43,46	29,80
Сумма	99,58	99,52	99,65	100,28	99,58	100,11	99,91	99,99	99,84

Примечания. Состав мрамора: 1 — кальцитовый; 2–7 — силикатный; 8 — доломитовый; 9 — доломитово-силикатный. Места отбора проб: 1, 2 — левобережье р. Черный Ключ; 3–5 — район д. Азикеево; 6 — район высоты 607,6 м (скв. 95, гл. 46,5 м); 7 — правый берег р. Буганак; 8 — р. Буганак выше руч. Черный Ключ; 9 — район с. Николаевка (скв. 10, гл. 140 м).

В.И. Сначёва [1998], приводится в таблице 2.12. Обращает на себя внимание высокое содержание MgO (до 45%), тогда как концентрации CaO, Na_2O и K_2O не превышают 1–2%.

Химический состав базальтов, андезитов, дацитов и других вулканитов Магнитогорского вулканического пояса приведён в таблице 2.13. Содержание SiO_2 в них колеблется от 46,9 до 72,6, а Al_2O_3 от 12,6 до 18,1 масс.%. Наблюдается довольно высокое содержание MgO (1,8–12,9), CaO (3,2–12,6), Na_2O (1,5–5,9) масс.%, низкое — K_2O (0,1–3,9) и MnO

Таблица 2.9

Химический состав (масс.%) и содержание микроэлементов (г/т) вулканогенных пород машакской свиты [Шиянова и др., 2007]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	47,50	47,60	49,30	42,85	54,00	61,55	47,10	47,25	72,90
TiO_2	2,21	2,11	1,98	2,51	1,69	0,88	2,32	2,39	0,54
$A1_2O_3$	12,90	13,00	15,00	12,30	11,00	8,00	13,50	16,40	10,30
Fe_2O_3	5,50	5,20	14,60	13,35	11,70	6,01	6,74	4,16	2,20
FeO	8,70	12,24	–	7,90	2,02	5,39	7,76	7,19	1,58
MnO	0,15	0,16	0,02	0,15	0,12	0,11	0,14	4,54	0,01
MgO	8,00	9,00	3,80	12,40	3,20	6,00	8,80	8,00	5,20
CaO	8,56	5,60	11,00	2,27	12,06	5,68	8,30	0,19	0,44
Na_2O	4,05	3,15	0,24	2,70	0,54	1,35	2,12	0,12	0,27
K_2O	0,18	0,90	3,37	0,08	0,25	0,12	0,60	5,40	5,00
P_2O_5	0,28	0,30	0,06	0,33	0,28	0,28	0,16	0,27	0,17
ППП	1,90	1,36	0,90	3,34	3,34	4,38	2,72	4,36	1,12
Cr	97	158	166	66	42	64	220	140	142
Ni	73	67	100	88	40	67	78	84	67
Co	45	57	84	77	13	30	38	48	< 1
La	2,70	11,30	16,70	23,90	21,80	1,63	11,80	9,59	185,90
Ce	5,80	26,20	37,70	49,80	45,10	2,24	27,40	23,80	281,00
Pr	0,72	3,53	5,01	6,06	5,88	0,19	3,67	3,33	25,30
Nd	3,23	17,10	22,60	25,80	25,20	0,53	17,90	16,60	80,00
Sm	0,91	5,21	6,89	7,25	7,20	0,10	5,33	5,24	17,20
Eu	2,97	0,88	0,44	0,54	1,38	3,88	1,18	0,89	5,57
Gd	1,53	6,90	9,50	8,10	8,97	0,18	5,42	5,90	16,90
Tb	0,26	1,02	1,49	1,13	1,27	0,04	0,72	0,80	2,20
Dy	1,68	5,86	8,90	6,00	7,02	0,27	3,82	4,10	11,00
Ho	0,42	1,26	1,97	1,21	1,47	0,08	0,71	0,78	2,03
Er	1,30	3,38	5,52	3,02	3,93	0,27	1,70	1,88	5,00
Tu	0,21	0,48	0,82	0,42	0,53	0,05	0,21	0,24	0,61
Yb	1,28	2,55	4,54	1,89	2,75	0,38	0,99	1,13	2,96
Lu	0,23	0,41	0,75	0,30	0,43	0,08	0,14	0,16	0,42

Примечания: 1 — базальт массивный, 2–3 — базальт миндалекаменный, 4–6 — метабазальты массивные, 7 — диабаз, 8 — долерит, 9 — риолит.

Таблица 2.10

Химический состав (масс. %) и содержание микроэлементов (г/т) магматических пород барангуловского комплекса [Рыкус и др., 2002]

Компоненты	Барангуловский массив							Мазаринский массив				
№ проб	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	22
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	70,62	75	79,5	74,5	46	43,54	66,9	73,2	72,8	41,14	39,96	72,9
TiO_2	0,34	0,04	0,33	0,22	2,07	2,84	0,66	0,27	0,25	1,48	0,72	0,38
Al_2O_3	14,71	13,8	10,78	13,8	13,6	14,72	13,8	13,4	13,8	8,1	6,77	13,41
Fe_2O_3	0,54	1	0,61	0,6	5,98	7,83	2,6	1,05	1,2	2,62	7,68	0,88
FeO	2,04	2,13	0,71	1,44	7,62	6,57	2,21	1,22	1,44	10,86	7,09	1,01
FeO*	2,58	3,13	1,32	2,04	13,6	14,4	4,81	2,27	2,64	13,5	14,8	1,89
CaO	0,57	1	1,42	3,29	11,92	12,63	4,54	1,85	0,85	6,03	4,31	0,56
MgO	2,09	1	0,4	0,2	7,6	6,78	1	2,2	0,6	21,33	24,31	0,7
MnO	0,03	0,01	0,03	0,02	0,19	0,19	0,06	0,04	0,04	0,19	0,15	0,02
K_2O	5,08	0,73	2,59	0,12	0,32	0,14	0,3	3,75	4,09	1,67	0,09	5,1
Na_2O	3,55	5,15	2,96	5,67	2,32	2,41	5,28	2,51	3,32	0,23	0,15	3,8
P_2O_5	0,057	0,02	0,15	0,05	0,14	0,394	0,14	0,05	0,05	0,133	0,105	0,09
ППП	1,36	0,44	0,58	0,66	2,46	2,68	1,58	0,82	1,3	6,06	7,52	
Сумма	101	100,3	100,1	100,6	100,2	100,7	99,02	100,4	99,76	99,84	98,86	98,85
La	10,7	32,6	105,4	35,7	12,1	11,7	12,6	4,49	14,4	3,04	5,18	
Ce	22,2	66,5	178	70	28	27,7	24,7	11,7	27,2	7,5	11	
Pr	2,73	7,9	21,5	8,01	3,71	3,99	2,8	1,71	3,01	1,07	1,42	
Nd	11,3	33	82,5	33,1	17,9	20	11	8,4	11,5	5,1	6	
Sm	3,14	8,97	21,6	8,26	5,25	6,38	2,95	2,78	2,92	1,64	1,67	
Eu	0,38	0,27	2,24	0,41	1,64	0,6	0,92	0,14	0,5	0,39	0,47	
Gd	4,97	11,2	19,2	10,9	7,31	8,45	4,6	4,55	4,1	2,24	1,9	
Tb	0,84	1,86	2,4	1,77	1,18	1,26	0,78	0,73	0,62	0,33	0,27	
Dy	5,5	11,5	11,5	11,2	7,16	7,1	5,01	4,65	3,6	1,91	1,48	
Ho	1,39	2,69	2,08	2,66	1,65	1,52	1,28	1,12	0,78	0,43	0,31	
Er	4,42	7,9	4,8	7,9	4,7	4,2	4	3,32	2,2	1,16	0,76	
Tm	0,69	1,25	0,57	1,26	0,69	0,58	0,63	0,53	0,33	0,17	0,11	
Yb	4,43	7,1	2,59	7,2	4,09	3,1	4,03	3,17	1,73	0,92	0,52	
Lu	0,8	1,26	0,35	1,27	0,65	0,49	0,7	0,54	0,29	0,15	0,079	
Na(%)	1,74	2,77	2,01	3,03	1,39	0,96	3,02	1,92	2,55	0,075	0,064	
K(%)	1,77		0,37		0,59							
Rb	22,2	97,1	53,2		9,72	12,5	5,71	151,3	140,5		78	
Cs	1,1	2,04	0,7	0,34		0,8	0,77	5,37	8,99	1,66		
Ca(%)	0,25	0,56	0,58	0,94	8,67	7,32	2,95	0,72	0,63	5,95	8,09	
Sr	325	165	370	1 165	400	215	495		180	280	420	
Ba	490	150	125	300	155		96	450	87	140	240	
Sc	5,19	2,05	1,47	3,76	42,9	33,5	8,87	4,63	4,27	18,9	15,7	

Таблица 2.10 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cr	18,5	30,4	8,89	33,9	90,6	85,6	31	3,51	26,4	921,1	2019,30	
Fe(%)	2	2,45	0,72	1,42	9,29	7,8	3,14	1,28	1,59	11,6	10	
Co	0,92	2,29	2,42	4,35	34,9	35,5	10,8	2,54	2,85	90,8	105	
Ni	130	180		140	110	320	220		580	430	720	
Zn			40	30								
Se	4,58	4,2	5,1	7,3	1,9	0,56	3	5,5	4	3,36	5,47	
As	2,5	1,82	2,16	7,12	14,8	16,5	1,29	2,39	4,08	11,9	2,81	
Sb	0,51	1,16	0,31	0,031	1,65	0,7	0,46	0,15	0,13	0,52	3,27	
Th	31,6	22,8	29,4	24,8	4,48	1,23	20,1	9,22	10,2	0,31		
U	2	3,54	8,57	2,83	8,09	2,16	6,34	3,53	1,66	2,76	4,07	
Br	0,58	0,019	0,041	0,11	0,063	0,26	0,011	0,011	0,027	0,44	0,15	
Hf	5,7	5,28	0,17	4,77	3,8	2,77	6,09	4,03	2,76	0,28	0,56	
Ta		5,37	0,75	5			2,6	1	4,81			
Zr	78		1			97	94	54	47	170	36	
Au	0,006			0,03	0,043	0,047			0,007	0,045		

Примечания: 1, 8, 9 — гранит, 2 — гранит грейзенизированный, 3 — гранит лейкократовый, 4 — гранит-аплит, 5 — габбро, 6 —габбро амфиболизированное, 7, 12 — диорит, 10, 11 — пироксенит

Таблица 2.11

Средний химический состав пород (овоидного рапакиви) и минералов Бердяушского плутона [Великославинский и др., 1981]

Компоненты	Содержание, масс.%			
	Рапакиви	Биотит	Роговая обманка	Полевой шпат
SiO_2	68,44	34,88	39,98	64,98
TiO_2	0,57	3,01	0,75	0,02
Al_2O_3	14,15	13,55	10,25	18,68
Fe_2O_3	1,98	4,30	6,55	0,20
FeO	2,36	26,57	22,58	–[1]
MnO	0,07	0,24	0,40	н.о.
MgO	0,60	4,28	3,26	0,39
CaO	1,81	0,44	9,82	0,44
Na_2O	3,98	0,07	1,83	3,34
K_2O	5,20	7,96	1,40	12,31
P_2O_5	0,14	–	–	–
F	0,26	0,50	0,74	–
ППП	0,77	4,60	2,90	0,26
Σ	100,33	100,41	100,46	100,23

Примечание: [1] здесь и далее «–» — не определялось, «н. о.» — не обнаружено.

Таблица 2.12

Химический состав гипербазитов Крака и Присакмарского массива зоны Главного Уральского разлома [Радченко, Клочихин, 1974; Ковалёв, Сначёв, 1998]

Породы	Массив	Содержание компонентов, масс.%																
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	CoO	R_2O	P_2O_5	S	ППП, %
Гарцбургиты	Присакмарский	39,3	0,07	1,82	0,38	6,45	1,46	0,11	37,88	0,28	–	–	0,28	0,01	0,02	–	0,03	12,03
	Северный Крака	40,86	0,07	1,59	0,40	4,40	3,33	0,11	38,27	1,01	–	–	0,25	0,01	0,13	8,31	1,01	8,31
Лерцолиты и серпентиниты по ним	Присакмарский	40,68	0,10	3,4	0,39	4,23	1,77	0,12	35,54	3,34	–	–	0,24	0,01	0,02	–	0,02	10,45
Пироксениты	Присакмарский	49,50	н.о.	1,04	0,30	3,55	3,18	0,03	32,91	2,10	–	–	н.о.	–	0,09	н.о.	н.о.	0,56
	Южный Крака	40,45	0,09	2,3	0,36	4,09	3,46	0,13	38,36	1,5	0,16	0,16	0,16	–	–	–	–	–
	Средний Крака	40,79	0,08	1,40	0,40	4,37	4,09	0,11	39,5	0,96	0,09	0,04	0,29	–	–	–	–	10,53
	Узянский Крака	40,58	0,06	2,46	0,38	4,7	3,7	0,09	38,0	1,21	0,20	0,15	0,28	–	–	–	–	–
Дуниты	Среднее по массивам Крака	44,41	0,08	0,42	–	7,60	1,50	0,14	44,96	0,63	0,21	0,06	–	–	–	–	–	–
Гарцбургиты		42,39	0,11	1,58	–	5,32	3,74	0,12	44,53	1,96	0,17	0,08	–	–	–	–	–	–
Лерцолиты		43,18	0,20	2,95	–	5,94	3,38	0,13	40,82	2,93	0,39	0,06	–	–	–	–	–	–

Таблица 2.13

Химический состав (масс. %) и содержание микроэлементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса [Косарев, Пучков, Серавкин, 2005, 2006]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	54,04	50,9	42,28	49,03	69,91	46,92	46,87	52,69	72,64	50,6	49,97	60,61	47,71
TiO_2	0,51	0,5	0,63	0,39	0,26	0,55	0,28	0,51	0,6	0,46	0,5	0,57	1,34
Al_2O_3	16,59	13,1	13,54	13,9	12,63	16,22	13,59	16,87	14,85	14,8	14,45	16,95	18,07
FeO	7,23	10,2	8,46	11,4	3,99	10,17	10,71	9,10	3,22	12,3	14,2	8,68	9,85
MnO	0,11	0,17	0,19	0,16	0,04	0,13	0,16	0,15	0,08	0,16	0,12	0,15	0,2
MgO	8,25	10,3	8,73	12,49	1,75	7,9	12,9	4,90	0,48	6,07	7,23	3,33	5,06
CaO	3,8	8,8	13,8	3,21	3,24	11,73	6,43	12,56	0,97	9,07	5,28	5,71	9,19
Na_2O	5,93	3,2	3,6	2,10	4,05	2,34	1,5	2,27	4,64	1,35	2,67	3,54	2,6
K_2O	0,2	0,1	0,34	0,9	1,63	0,09	0,8	0,03	3,86	0,12	1,39	0,85	1,9
P_2O_5	0,07	0,06	0,17	0,05	0,07	0,09	0,104	0,14	0,068	0,03	0,085	0,16	0,15
ППП	3,27	2,5	8,28	5	1,9	4,66	4,07	–	0,3	5,23	4,0	–	3,2
Mg	71,1	68,95	64,78	66,1	43,43	58	68,23	53,75	21,4	51,5	47,62	40,39	47,91
Li	2,28	3,97	7,9	–	–	–	–	30,02	–	27,1	–	<10	–
Rb	2,97	2,39	3,7	13	7	2	12	2,46	6	2,07	14	26	53
Cs	0,07	0,08	0,008	–	–	–	–	0,13	–	0,49	–	2,8	–
Be	0,65	0,3	0,47	–	–	–	–	0,45	–	0,43	–	–	–
Sr	157	143	229	376	93	69	181	37,0	215	138	77	167	309
Ba	59,2	22,5	21	289	168	–	–	56,9	2413	21,6	84	850	–
Sc	–	38,5	–	29	15	34	35	45,3	10	56,4	39	23	–
V	179	239	245	347	93	–	–	319	17	409	339	90	260
Cr	71,5	422	358	236	73	121	459	112	23	58,6	60	24	64
Co	29,4	41,6	28	49	18	45	45	27,3	17	43	38	8	25
Ni	65,2	92,8	115	55	16	38	143	29,9	16	38	44	7	19
Cu	10,1	14,7	112	61	19	58	108	509	20	142	40	37	–
Zn	112	79,9	78	100	41	85	80	201	92	75,4	91	193	–
Ga	14,2	10,4	14	–	–	15	13	11,6	—	14,1	–	12	–
Y	13,2	13,6	9,34	4	11	15	16	7,89	28	9,66	15	40	16
Nb	0,86	0,57	2,3	7	7	5	4	0,27	12	0,18	1,0	4,1	4,3
Ta	0,09	0,07	0,27	–	–	–	–	0,03	–	0,02	–	–	–
Zr	44	26	45	13	85	47	55	6	172	20	43	125	76
Hf	1,39	0,94	1,27	–	–	1,06	0,83	0,37	–	0,36	–	–	–
Mo	0,18	0,22	0,19	–	–	–	–	3,06	–	1,15	–	–	–
Sn	1,14	0,58	0,6	–	–	–	–	0,71	–	2,5	–	2,1	–
Tl	0,007	0,003	–	–	–	–	–	0,06	–	0,003	–	–	–
U	0,217	0,130	0,14	0,27	0,17	0,71	0,9	0,612	0,19	0,047	0,13	<2	–
Th	0,4	0,253	0,75	0,45	0,27	1,33	0,35	0,2	0,11	0,125	0,08	2	–
La	2,14	1,39	7,4	2,12	4,1	0,8	10,8	1,66	30,1	0,41	1,47	18,0	5,4

Таблица 2.13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ce	5,7	4,04	15,87	4,6	9,5	2,76	20,1	3,84	60,1	1,29	3,68	34,0	14
Pr	0,94	0,67	2,2	0,64	1,29	0,58	2,27	0,59	7,56	0,23	0,66	–	–
Nd	4,68	3,57	8,9	2,93	5,62	3,99	8,8	2,88	30	1,44	3,65	18,0	10
Sm	1,52	1,31	2,0	0,79	1,46	1,96	2,26	0,99	6,23	0,58	1,45	3,9	2,9
Eu	0,65	0,5	0,67	0,3	0,34	0,48	1,41	0,46	1,33	0,28	0,24	1,0	1
Gd	2,15	1,81	2,05	0,99	1,61	2,85	3,39	1,19	5,35	1,01	2,21	–	–
Tb	0,38	0,33	0,2	0,13	0,23	0,46	0,54	0,21	0,84	0,22	0,38	0,58	0,77
Dy	2,42	2,2	1,7	0,88	1,55	2,74	3,28	1,39	4,98	1,54	2,61	–	–
Ho	0,52	0,5	0,27	0,19	0,31	0,63	0,76	0,3	0,97	0,36	0,59	–	–
Er	1,38	1,49	0,92	0,61	0,94	1,78	2,23	0,84	2,85	1,08	1,6	–	–
Tm	0,2	0,23	–	0,08	0,14	0,27	0,35	0,13	0,4	0,18	0,21	–	–
Yb	1,28	1,44	0,82	0,58	0,93	1,5	1,87	0,81	2,74	1,16	1,46	1,6	2,2
Lu	0,2	0,23	0,05	0,1	0,13	0,26	0,35	0,13	0,4	0,18	0,21	0,23	0,34

Примечания. ***Комплексы:*** 1–3 — Баймак-Бурибайский (D_1e_2); 4, 5 — Верхне-Таналыкский (D_1e_2); 6–9 — Ирендыкский (D_1e_2–D_2ef): 6, 7 — Северный, 8, 9 — Южный; 10, 11 — Карамалыташский (D_2ef); 12 — Улутауский ($D_2žv$–D_3f_1); 13 — Берёзовско-кизильский (C_1). ***Породы:*** 1 — долерито-базальт; 2 — базальт магнезиальный; 3, 6 — базальт пироксен-плагиофировый; 4 — базальт оливин-пироксен-плагиофировый; 5 — риодацит; 7 — базальт оливин-пироксен-порфировый; 8 — базальт микропорфировый пироксен-плагиоклазовый; 9 — трахириодацит; 10, 11 — базальт эффузивный; 12 — андезит; 13 — диабаз.

(0,08–0,2) масс.%. Среди микроэлементов преобладают (г/т): Ba 21–2113; Co 8–49; Cu 24–422; Cs 10–509; Sr 69–376; Na 7–143; Zn 41–201.

Роль редкоземельных элементов в составе вулканогенных пород невелика (см. табл. 2.13). Лантаноиды вместе с иттрием образуют большую группу редкоземельных элементов. Содержание иттрия составляет 4–40, церия 1,29–60, лантана 0,41–30 г/т. Наиболее высоких концентраций эти элементы достигают в андезитах и трахириодацитах. Большую роль в геохимии иттрия и лантаноидов играют минералы кальция, часто являющиеся породообразующими. В целом содержание редкоземельных элементов близко к средним содержаниям в магматических породах.

Концентрация бериллия колеблется в пределах 0,3–0,65 г/т, что составляет $\sim 7\times10^{-5}$%, что почти в два раза превышает его кларк (4×10^{-5}%) в базальтах России. Основными носителями бериллия являются полевые шпаты и мусковит [Власов, 1964].

Концентрация таллия в породах составляет 0,003–0,06 г/т. Эти значения на порядок ниже среднего содержания в базальтах (0,27 г/т) [Воскресенская, 1961]. Более высокие концентрации приурочены к породам с повышенной сульфидной минерализацией. В пиритах Учалинского, Сибайского, Левихинского и Блявинского месторождений содержится 9–140 г/т таллия [Иванов, 1958].

2.3. Тектоника

Южный Урал подразделяется на три субмеридиональные структуры, различающиеся по своему глубинному строению и рельефу (рис. 2.1, 2.2): Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости, Центрально-Уральское поднятие и Магнитогорский мегасинклинорий (мегазоны, по В.Н. Пучкову [2000]).

Восточным обрамлением Предуральского краевого прогиба, сложенного средне- и верхнепалеозойскими (конгломераты, кварцевые песчаники, ангидриты, соли, гипсы, доломиты, известняки, аргиллиты) осадками и подстилающими их породами рифея (кварцито-песчаники, доломиты, известняки, мергели, аргиллиты) и венда (конгломераты, песчаники, аргиллиты), служит ***Западно-Уральская внешняя зона складчатости***, вытянутая в субмеридиональном направлении в виде неширокой (15–25 км) полосы. Основными структурными элементами её служат антиклинальные и синклинальные складки палеозойских пород, представляющие собой тектонические покровы и чешуи, ограниченные снизу поверхностями пологопадающих на восток надвигов с суммарной вертикальной амплитудой смещения по ним до 2 км и более [Камалетдинов, 1974; Пучков, 2000].

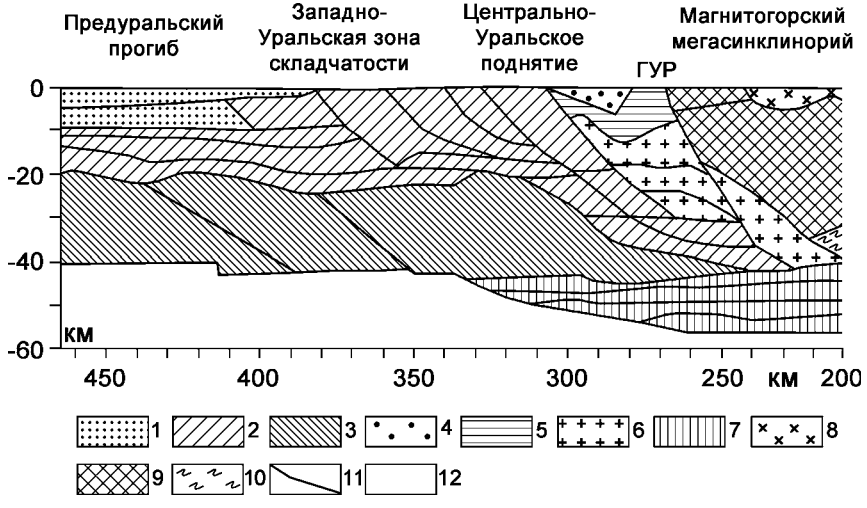


Рис. 2.2. Строение литосферы Южного Урала по профилю URSEIS–95, по J. Döring et al. [Голованова, 2005], с изменениями

Условные обозначения: 1 — палеозойские осадочные комплексы чехла Восточно-Европейской платформы; 2 — протерозойские осадочные комплексы; 3 — архейский кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 4 — флиш; 5 — сланцы; 6 — магматические комплексы; 7 — переходная зона; 8 — вулканогенно-осадочные комплексы палеозоя; 9 — ультраосновные породы; 10 — гнейсы; 11 — граница распространения пород с разной плотностью; 12 — мантия

Литологический состав палеозоя передовых складок Южного Урала непостоянен. В Лемезинско-Бельском междуречье до глубины 1 000–3 000 м распространены преимущественно карбонатные породы каменноугольного и девонского возраста, а на крайнем юге региона, в бассейнах Ика и Сакмары — преимущественно глинистые терригенные осадки с подчинённым значением карбонатов.

Центрально-Уральское поднятие является наиболее крупной геологической структурой герцинского Южного Урала. В составе его обособляются структуры второго порядка: Башкирский и Уралтауский антиклинории, Зилаирский синклинорий, в пределах которых распространены (>10 000 м) сильнолитифицированные, метаморфизованные толщи верхнего протерозоя и палеозоя. Они осложнены высокоамплитудными региональными надвигами Уральского простирания, протягивающимися на многие десятки и сотни километров, и генетически связанными с ними складчатыми формами разного размера, тяготеющими к фронтальным частям дизъюнктивных нарушений. Восточная граница Центрально-Уральского поднятия (см. рис. 2.2) проходит по Главному Уральскому разлому (ГУР).

Башкирский мегантиклинорий представляет собой сложное поднятие, состоящее из ряда крупных структур третьего порядка (см. рис. 2.1) в основном субмеридионального и северо-восточного простирания (Алатауский, Ямантауский, Белорецкий антиклинории, Инзерский синклинорий). Ядро этой структуры сложено мощными терригенно-карбонатными толщами рифея, а крылья — вендскими и палеозойскими отложениями. В рифее западная часть структуры испытала глубокое погружение (до 15 км), а осточная была захвачена надвигами, и осадочные породы были смяты, метаморфизованы и подвержены размыву в вендское время. Западнее мегасинклинория происходило образование краевого прогиба, заполнившегося поздневендской молассой. В палеозое в результате погружения накопилась мощная (до 4 км) толща осадков, частично сохранившаяся в Юрюзанской и Тирлянской мульдах. В позднем палеозое все осадочные толщи были смяты в складки, перемещены по надвигам в западном направлении и сильно размыты.

Уралтауский мегантиклинорий на востоке граничит с Магнитогорским мегасинклинорием, на западе с Зилаирским синклинорием, а на севере — с Башкирским мегантиклинорием. Башкирский и Уралтауский мегантиклинории В.Н. Пучков [2000] объединяет в одну Центрально-Уральскую мегазону. Уралтауская антиформа образует лежачее крыло ГУР. В ядре структуры залегают породы максютовского эклогит-глаукофансланцевого метаморфического комплекса [Алексеев, 1984]. В западной части мегантиклинория, сложенной суванякским комплексом (кварцито-сланцы), отмечается линейный характер тектоники. Максютовский и суванякский комплексы разделены региональным Янтышевско-Юлукским глубинным разломом, имеющим крутое западное падение [Алексеев, 1984]. Породы

максютовского и суванякского комплексов, возраст которых ранее считался докембрийским [Ожиганов, 1964; Алексеев, 1984; Козлов, 1982 и др.], в настоящее время исследователи относят к палеозою (по крайней мере, большую их часть) [Захаров, Мавринская, 1994; Захаров, Пучков, Маслов и др., 1995; Якупов, 2008 и др.].

Зилаирский мегасинклинорий (синформа) разделяет Башкирский и Уралтауский мегантиклинории. Южнее широтного течения р. Белой он отделяет Уралтаускую структуру от краевой зоны линейной складчатости. Представляет собой глубокий прогиб, заполненный зилаирской серией (граувакковым флишем) позднефранско-фаменского возраста. Глубина прогиба в его осевой части достигает 6 км. Мегасинклинорий имеет асимметричное строение. Западное крыло осложнено складками с кливажом разлома, падающим к востоку, и надвигами. Породы не метаморфизованы в отличие от восточного крыла, где они изменены до хлоритовой ступени зеленосланцевой фации. Крупными структурами мегасинклинория являются Кракинская (на севере) и Сакмарская (на юге), которые рассматриваются как офиолитовые аллохтоны [Камалетдинов, 1974].

Рассмотренные структуры (мегазоны), по мнению В.Н. Пучкова [2000], представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента, которая сформировалась в позднем кембрии–раннем ордовике, развивалась в ордовике–девоне. В карбоне–перми эти структуры были деформированы и стали частью Уральского складчато-надвигового пояса.

Магнитогорский мегасинклинорий — восточный склон Южного Урала — является южной частью общеуральской отрицательной структуры — Тагило-Магнитогорского прогиба. Мегасинклинорий расположен к востоку от Центрально-Уральской зоны. Граница между ними проходит по ГУР. В данной работе мы рассматриваем только западную часть Магнитогорского мегасинклинория — до долины р. Урал на востоке, протяженностью до 360 км. В плане он имеет удлиненную полосовидную форму субмеридионального простирания с резким заострением на севере, где ширина его составляет первые километры и сотни метров, южнее в районе г. Магнитогорск она увеличивается до 100–130 км.

Мегасинклинорий выполнен вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами палеозоя (силура, девона и карбона), имеющими сложное строение и неоднородными в различных частях структуры. В целом палеозой представлен разнообразными магматическими породами (андезиты, порфириты, базальты и др.), туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, сланцами, известняками, терригенным флишем (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты).

Следует подчеркнуть, что современный структурный план Южного Урала со всеми особенностями строения его поверхности (морфология и гипсометрия) обязан неотектонике — проявлению новейших (в основном неогеново-четвертичных) движений земной коры [Рождественский, Зиняхина,

1998]. Депрессии, как и своды, в неотектонический этап участвовали в прерывистом поднятии земной коры, но вследствие дифференцированного и неравномерного характера движений они отставали от поднятий, и в конечном счете на их месте образовались крупные отрицательные морфоструктуры. Неотектонические своды и депрессии осложнены многочисленными структурами более высокого порядка — валами, прогибами, локальными поднятиями и др. Они отражены в современном рельефе рисунком гидрографической сети, морфологией, высотами водоразделов и др.

Дифференцированные поднятия и опускания неогенового и четвертичного времени превратили Южно-Уральский ороген в основной регулятор и распределитель стока поверхностных и подземных вод, в известной степени влияющий на Волго-Камский артезианский бассейн.

2.4. Магматизм

В истории формирования структур Южного Урала важное место занимают довольно широкое и неравномерное во времени и пространстве проявления процессов базальтоидного и в меньшей степени гранитоидного и ультрамафитового магматизма, охвативших длительный период времени от архея до позднего палеозоя [Алексеев, 1984].

Интрузивная деятельность в рифейскую эпоху *в Башкирском мегантиклинории* выражена в формировании щелочно-базальтоидных, разновозрастных габбро-диабазовых формаций [Алексеев, 1984; Анфимов, 1997]. Наблюдаются расслоенные рапакиви, габбро-гранитные, а в конце эпохи — гранитные интрузии. Проявления рифейского вулканизма (вулканогенно-осадочная ассоциация) в разрезе юрматиния Башкирского мегантиклинория представлены машакской свитой. Как отмечает А.А. Алексеев [1984], для вулканизма докембрия западного склона Южного Урала характерны фациальное разнообразие, повышенная щелочность вулканитов, ассоциация их с грубообломочными молассоидными отложениями, преимущественно наземные условия формирования. Вулканическая деятельность была связана с континентальным рифтообразованием и каждый раз развивалась в условиях смены общего сводового воздымания обширными опусканиями, совпадающими с активизацией тектонических движений и начальными стадиями формирования крупных осадочных циклов. Интрузивная деятельность в эту эпоху, в отличие от более локальных проявлений вулканизма этого же возраста, отмечается в пределах всего западного склона Южного Урала.

Магматизм ордовикско-пермской эпохи на западном склоне Южного Урала наиболее интенсивно проявился в пределах Зилаирской структурно-формационной зоны. Здесь он выразился в формировании главным образом вулканитов спилит-диабазовой группы формаций и дунит-гарцбургитовых массивов. Среди последних наиболее крупными являются массивы Крака, состоящие из гарцбургитов (до 80%), лерцолитов, дунитов, габбро и габбро-

диабазов и пр. [Ковалёв, Сначёв, 1998]. Химический состав их приведен в таблице 2.12.

Магнитогорский палеовулканический пояс, по И.Б. Серавкину [1986], имеет исключительно сложное строение. Вулканизм здесь развивался в течение ордовика, силура, среднего и позднего девона и раннего карбона [Вулканизм ..., 1992; Салихов, Яркова, 1992]. На контакте с метаморфическими сланцами антиклинория Уралтау в Вознесенско-Присакмарской зоне, соответствующей ГУР, выделяются формации субокеанической стадии. В западном крыле Магнитогорского мегасинклинория выделяются базальт-риолитовые и андезит-базальтовые пояса [Вулканизм ...,1992]. С запада Магнитогорский мегасинклинорий ограничен сутурами с серпентинитовым меланжем [Пучков, 2000].

Современная структура этого вулканического пояса описывается как синформа, осложненная складками и надвигами с сохранившейся стратиграфической последовательностью вулканических комплексов девонского возраста [Косарев, Пучков, Серавкин, 2005].

В Магнитогорском мегасинклинории вулканизм девонского времени соответствует баймак-бурибайской риолит-базальтовой (D_1e), верхнеталыкской базальт-андезит-дацит-риолитовой (D_1e_2), ирендыкской андезито-базальтовой (D_1e_2–D_2ef_1), карамалыташской риолит-базальтовой (D_2ef), улутауской базальт-андезит-дацит-риолитовой ($D_2\check{z}v$–D_3f_1) и колтубанской базальт-андезитовой (D_3f) формациям [Косарев, Пучков, Серавкин, 2005]. Вулканические толщи раннекаменноугольного возраста представлены березовской базальт-липаритовой и кизильской (C_1) базальт-трахиандезит-трахилипаритовой субформациями, знаменующими коллизионный этап развития мегасинклинория [Салихов, Яркова, 1992; Косарев, Пучков, Серавкин, 2006]. Содержание петрогенных окислов и микроэлементов вулканогенных пород приведено в таблице 2.13.

По заключению И.Б. Серавкина, А.М. Косарева, Д.Н. Салихова и др. [Вулканизм ..., 1992], эволюция вулканизма в Кракинской зоне развивалась с кембрия по средний девон включительно. Вулканические комплексы Сакмарской зоны характеризуются повышенными щёлочностью, железистостью и титанистостью. В целом Кракинско-Сакмарская зона выделяется в самостоятельный вулканический пояс.

В пределах Магнитогорского палеовулканического пояса установлено развитие рифтогенных структур (офиолитовая формация), островодужных комплексов (андезито-базальтовая формация) и зрелых (калий-натриевая базальт-андезито-базальтовая формация) вулканических поясов.

По совокупности петрохимического состава вулканогенные породы раннекаменноугольного этапа отвечают серии субщелочных базальтоидов (трахириолит-базальтовая формация). Здесь развиты толеитовые и субщелочные базальты, долериты и в небольшом объёме — андезиты в ассоциации с риолитами, трахириолитами и трахидацитами [Салихов, Яркова, 1992].

2.5. Трещиноватость горных пород

В формировании водопроницаемости пород с жёсткими связями определяющим фактором является трещиноватость, а для растворимых пород — также и их закарстованность. Трещиноватость горных пород представляет собой универсальное, повсеместно, но неравномерно распространённое явление.

Изучением трещиноватости пород Южно-Уральского региона с различных точек зрения занимались специалисты по геотектонике, геоморфологии и рудной геологии (С.Е. Знаменский, Ю.Е. Журенко, А.М. Косарев, В.А. Романов, Г.С. Сенченко, Р.А. Фаткуллин и др.), гидрогеологии и инженерной геологии (Р.Ф. Абдрахманов, Н.Д. Буданов, М.С. Верзаков, А.Г. Лыкошин, Ю.В. Михайлов, В.Г. Попов, В.Ф. Ткачёв, А.М. Шевченко и др.).

Трещиноватость пород изучалась в обнажениях (в долинах рек Сакмара, Белая, Лемеза, Инзер, Нугуш, Таналык, Бузавлык, Дергмаш, Ташла, Туратка, Худолаз и др.), где наблюдается хорошая обнажённость горных пород, и горных выработках (на рудных месторождениях Учалов, Сибая, Бурибая, Макана, Тубинска и др.). Характеристика трещиноватости глубоких горизонтов приводится по керну скважин структурного и нефтепоискового бурения, с использованием фондовых и литературных источников.

Систематизация материалов проводилась на базе классификации Д.С. Соколова [1962], выделившего четыре категории трещин: выветривания, тектонические, литогенетические и разгрузки.

Литогенетические или, как их иначе называют [Кушнарев, Лукин, 1960; Рац, Чернышев, 1970], петрогенетические трещины образуются в процессе литогенеза за счёт внутренней энергии горной породы (осадка). Отличительной особенностью трещин этой категории является локализация в пределах данного слоя (трещины внутрислойные). Направление трещин может быть различным: параллельным напластованию, перпендикулярным или наклонным к нему.

Тектонические трещины (трещины разломов) формируются в результате напряжений и деформаций, связанных со складкообразованием, и подразделяются на два вида: внутрислойные и секущие несколько слоев. Тектонические и литогенетические внутрислойные трещины имеют большое сходство, поэтому «крайне трудно, как указывает Д.С. Соколов, установить критерии, позволяющие относить их к той или другой генетической категории». Вследствие этого употребляемый термин «внутрислойные трещины», по существу, является сборным, включающим категории трещин различного генезиса.

Трещины разгрузки и выветривания относятся к группе экзогенных. Они, как правило, являются наложенными и развиваются по решётке ранее существовавших трещин эндогенного происхождения (литогенетических и тектонических).

По результатам полевых наблюдений и замеров построены розы-диаграммы трещин отдельных структур Южного Урала (рис. 2.3). Эти диаграммы затем сопоставлялись с розами-диаграммами ориентировки гидросети, водоразделов, осей структур, дизъюнктивных нарушений, линеаментов соответствующих районов. Для этой цели был выполнен морфометрический анализ картографических материалов [Абдрахманов,

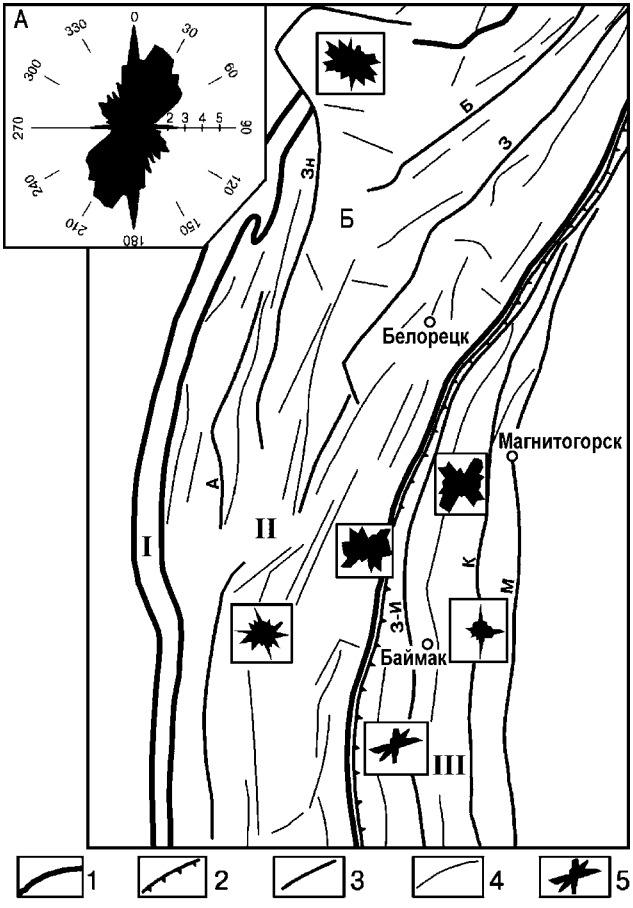


Рис. 2.3. Сводная роза-диаграмма (А) простираний линеаментов Южного Урала (в %) и схема основных тектонических структур (Б) и разрывных нарушений Южного Урала [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002]

Условные обозначения: 1 — границы структур (I — Западно-Уральская зона складчатости — мегазона, II — Центрально-Уральское поднятие — мегазона, III — Магнитогорский мегантиклинорий — мегазона); 2 — Главный Уральский разлом; 3 — региональные разломы (А — Алатауский, Б — Бердяушский, ЗК — Зильмердакский, З — Зюраткульский, ЗИ — Западно-Ирендыкский, К — Кизильский, М — Магнитогорский); 4 — разломы второго порядка; 5 — розы-диаграммы трещиноватости

Мартин, Попов и др., 2002]. На аэрофотоснимках, топографических картах выделялись линейные формы рельефа (линеаменты). Последние связаны с системами трещин, зафиксированными в рельефообразующих породах. Таким путем было установлено широкое, но неравномерное развитие трещин различного генезиса в бассейнах Белой, Уфы, Лемезы, Инзера, Сакмары, Бузавлыка, Уртазымки, Худолаза и др.

Трещиноватость осадочных пород изучалась в бассейне верхнего течения р. Белая, Сакмаро-Таналыкском и Магнитогорском понижениях. Выполнено >2 300 замеров, в том числе в песчаниках — 775, глинистых породах — 160, известняках — 775 [Фаткуллин, Абдрахманов, 2007]. Трещины терригенных пород характеризуется раскрытостью: в крупнозернистых песчаниках до 2–3 (зияющих до 10–15 см), а в глинистых породах <1–2 мм. Частота трещин в крупнозернистых песчаниках составляет 40–50, в мелкозернистых 5–15 см.

Направление различных видов трещин, как правило, во всех структурах и породах очень устойчивое. В песчаниках трещины имеют основные направления 25–50°, 320–350°, а в известняках — 270–300°, 350°, 30–60°.

Характерной чертой трещин в известняках является то, что они располагаются перпендикулярно к пласту, который нарушают, но не пересекают его границ, то есть не переходят из пласта в пласт. Другой чертой является хорошо выраженная зависимость интервала между трещинами от мощности нарушенного ими пласта. Наблюдения показывают, что чем больше мощность пласта, тем реже располагаются в нём трещины. Массивные известняки 2–3-метровой мощности имеют расстояние между трещинами 40–60 см и более. Известняки мощностью 40–50 см имеют расстояние между трещинами 5–10 см. Следует отметить, что в местах, где известняки заметно деформированы, появляются дополнительные системы трещин. Так, в горизонтально залегающих известняках четко выделены две системы трещин: субмеридиональная и субширотная, а на деформированных участках выделяются дополнительные системы: 20°, 60°, 290°. На участках, испытавших деформацию, расстояние между трещинами минимальное (1–1,5 см). Исследованиями в знаменитой Каповой пещере установлено, что система трещин заложена с азимутами простирания 80 и 350° и размеры отдельностей с глубиной увеличиваются. Так, на глубине примерно 200–250 м от поверхности в пещере размеры отдельностей составляют в среднем (м): 2×1×1, 1×1×1, 3×2×1.

Это свойство трещиноватости пород используется при проходке горных выработок. Так, многие штольни и карьеры закладываются с учётом направления основных систем трещин. Например, карьер у д. Ишмурзино заложен по трещинам с азимутами простирания 70° и 330°.

При изучении трещиноватости карбонатных пород при строительстве Юмагузинского водохранилища, установлено, что в карбонатных породах внешней зоны складчатости внутрислойные и тектонические трещины ориентированы вдоль простирания или по падению пород (СЗ 340–350°

и СВ 60–70°). Наиболее чётко они выражены в массивных известняках, где раскрытость трещин достигает 0,5–1,5 м.

Тектоническим трещинам принадлежит ведущая роль в развитии эрозионных и карстовых форм рельефа. Доказательством является совпадение основных пещерных ходов на Нугуш-Бельском междуречье с направлением тектонических трещин.

Трещины выветривания развиты наиболее широко и накладываются на все остальные. Глубина их проникновения в среднем составляет 25–30 м, местами достигает 60–80 м и более. Раскрытость трещин в известняках достигает 20 см. Они участвуют в формировании трещинно-карстовых вод. По этим трещинам происходят гравитационные обвалы крупных блоков пород. Кроме этого, в известняках развиты скрытые трещины (250°∠85°). На поверхности они прослеживаются редко, но легко выявляются при ударе. По данным буровых работ глубина распространения отдельных трещин достигает 100–150 м. Мощность интенсивной трещиноватости <20 м [Абдрахманов и др., 2008].

Трещиноватость магматических пород. В магматических породах (диабазы, риолиты, спилиты, серпентиниты и др.) сделано 4315 замеров трещин в 80 точках наблюдений. Это в большинстве случаев прямолинейные трещины протяжённостью 10–15, иногда до 80–100 м. Например, в долине р. Таналык (в районе д. Гадилево) вдоль русла тянется ровной поверхностью вертикальная стена высотой 15, длиной 80–100 м в вулканитах кислого состава. Частота трещин колеблется от 0,2–0,5 до 2–3 м, раскрытость — от долей до 2–5 см. Преобладающими направлениями трещиноватости являются 20–40°, 50°, 300° и 360°. В карьерах часто можно видеть множество свежих, ломаных, криволинейных, беспорядочно расположенных трещин. Для серпентинитов основным простиранием трещин являются азимуты 290°, 320°, 340°, 10°, 70°; для яшм — 270°, 330– 360°, 60°.

Трещиноватость метаморфических пород характеризуют различные кристаллические сланцы (выполнено >4000 замеров в 250 точках): хлористо-углисто-кварцевые, мусковито-хлорито-кварцевые, слюдисто-хлоритовые и кварцевые. Расстояние между трещинами составляет от 0,2–0,8 до 1,5 м и более. Часто встречаются, как и в магматических породах, трещины с частотой <2–3 м. Широким развитием пользуются прерывистые трещины, которые являются причиной образования в долине р. Сакмары крупных отдельностей горных пород, нависающих над долиной в виде своеобразных «козырьков», больших плит коренных пород. В зоне развития метаморфических пород хр. Урал-Тау установлены четыре основные системы трещин со статистическими максимумами: 1) аз. пад. СВ 62°∠55°; 2) аз. пад. СЗ 340°∠40°; 3) аз. пад. СЗ 276°∠80°; 4) аз. пад. ЮЗ 240°∠80° [Знаменский, 2009]. Трещины всех систем относятся к нарушениям сколового типа.

В метаморфических сланцах направлениями трещин являются 270°, 300°, 310°, 340°, 20°, 50°, но доминируют 280°, 320°, 340°, 50°.

Характер трещин и их частота зависят от состава пород. Однородные плотные и крепкие породы разбиты более редкой сетью трещин, чем менее плотные. Трещины в первом случае выражены лучше и в большей степени открыты. В долине р. Сакмары в метаморфических сланцах ширина «зияния» их достигает 3–5 см (рис. 2.4), расстояние между трещинами часто составляет 3–4 м.

Трещиноватость горных пород, создавая бесчисленное количество плоскостей и поверхностей разрыва, обычно носит упорядоченный характер. Трещины разбивают горные породы на отдельные элементарные микроблоки и более крупные отдельности, представляющие собой различные геометрические формы параллелепипедов, призм, многоугольников, трапеций, треугольников, размеры которых зависят от частоты развития различных систем трещин в породах.

Для пород Зилаирского мегасинклинория преобладающими направлениями систем трещин являются: 270°, 300°, 340°, 30°, 60°; для Уралтауского мегантиклинория: 280°, 320°, 340°, 50°; для Сакмаро-Таналыкского синклинория: 40°, 80°, 360°; Ирендыкского антиклинория: 300°, 10°, 50°, 60°; Кизило-Уртазымского синклинория: 270°, 360°; Магнитогорского синклинория: 270–300°, 350°, 30–70°; Таналыкского антиклинория: 10°, 50°, 300°, 315°.

Анализ роз-диаграмм трещиноватости различных пород (см. рис. 2.3) и структур показывает, что «едиными» для всей исследуемой территории являются системы трещин с азимутами простирания 0°, 45°, 90°, 315°, что хорошо согласуется с четырьмя основными направлениями, присущими

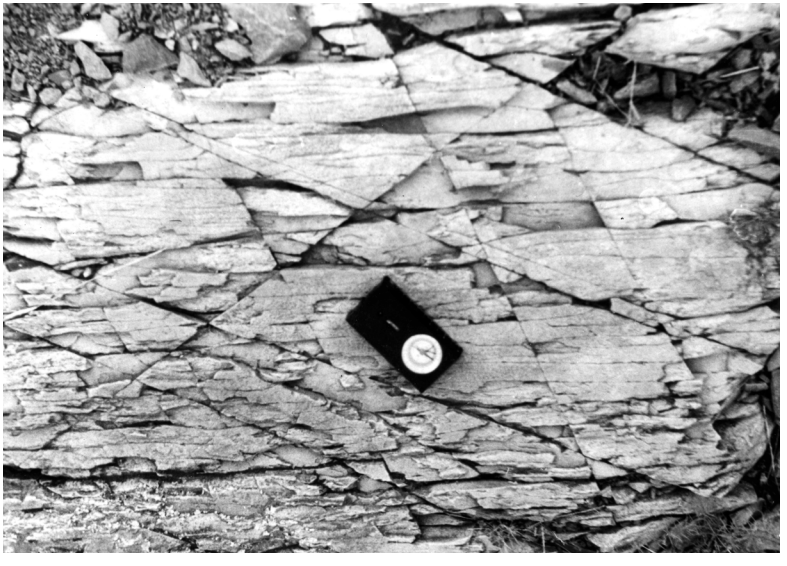


Рис. 2.4. Трещины в туфопесчаниках девона (долина р. Сакмары)

трещиноватости Земли и других планет [Каттерфельд, Чарушин, 1970; Шульц, 1964 и др.]. Это говорит о том, что объяснить закономерную ориентировку систем трещин можно только воздействием общепланетарных причин. Именно поэтому С.С. Шульц [1964] такие трещины назвал планетарными.

На Южном Урале встречаются различные генетические типы трещин, которые имеют ряд общих черт. Трещины, рассекающие различные породы, по отношению к плоскости горизонта расположены различно: среди них имеются вертикальные, наклонные (косые) и горизонтальные. Поверхность стенок трещин также различна: она бывают либо ровной, прямолинейной, плоской, гладкой, либо шероховатой и изогнутой. Одни трещины «сомкнутые», закрытые, плотные, другие «зияющие», открытые.

Ширина внутрислойных и секущих трещин находится в прямой зависимости от прочности пород. Максимальна она в массивных известняках, крепких песчаниках (1–20 см), а минимальна в аргиллитах (0,2–0,3, редко до 0,5 см). В тонкослоистых известняках и мергелях ширина трещин изменяется от 0,2–0,5 до 3–5 см.

Видимая в обнажениях длина трещин также различна — от долей метра до нескольких сот метров. Трещины образуют сетку, состоящую из нескольких пересекающихся систем трещин. Такая раздробленность горных пород наблюдается повсеместно.

Частота трещин также различна в различных породах. Породы более прочные, массивные и толстослоистые разбиты относительно редкими трещинами, расстояние между которыми в таких породах в основном составляет 4–5 м. Породы менее литифицированные нарушены значительно более частыми трещинами. Наиболее трещиноваты аргиллиты (0,1–0,3 м). В массивных средне- и толстослоистых породах трещины располагаются в 0,5–2,5 м друг от друга, а в тонкослоистых — в 0,1–0,4 м.

Средняя частота трещин, свойственная данной породе, довольно хорошо выдерживается на значительных площадях. Трещины различных систем часто отличаются различной частотой. Наблюдения в штольнях карьеров в поселках Тубинск, Ишмурзино показывают, что с глубиной частота трещин уменьшается. Стенки трещин гладкие, как бы отполированные. Часто видны следы смещения вдоль поверхностей трещин (борозды и штрихи скольжения на стенках). Трещины обоих порядков можно наблюдать на обнаженных берегах рек Сакмара, Таналык, Зилаир и их притоков, а также в карьерах поселков Тубинск, Бурибай, Ишмурзино, где на фоне мелкой трещиноватости резко выделяются крупные трещины.

О времени образования трещин горных пород существует много суждений. П.С. Воронов считает, что планетарная трещиноватость развивается непрерывно, на протяжении всей истории Земли, поскольку причины её вызывающие являются постоянно действующими. Тектоническая трещиноватость, в отличие от планетарной, формируется главным образом

в эпохи тектогенеза; вернее, породы во время структурообразования получают напряжение определённого направления, по которому постоянно происходит, вплоть до настоящего время, трещинообразование.

На причины, вызывающие планетарную трещиноватость горных пород, также существует много точек зрения. Но большинство исследователей [Шульц, 1964; Баева, 1967; Незаметдинова, 1969 и др.] генезис планетарных и ориентировку всех трещин связывают с ротационными силами Земли и выделяют несколько причин образования трещин: 1) земные приливы, которые благодаря гравитационному влиянию Луны и Солнца действуют на земную кору; 2) изменение положения оси вращения Земли; 3) изменение радиального ускорения вращения Земли; 4) постоянное уменьшение скорости вращения Земли вследствие приливного трения.

Увеличение трещиноватости чаще всего наблюдается в зонах разломов. Как отмечают Б.В. Боревский и др. [1976], вблизи них отмечается повышенное количество оперяющих трещин, вследствие чего ширина приразломных зон интенсивной трещиноватости достигает нескольких сот метров и более (до 1 км). При прочих равных условиях наибольшая интенсивность трещиноватости наблюдается в массивных и толстослоистых известняках и доломитах, далее следуют тонкослоистые известняки и доломиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, и замыкают этот ряд интрузивные, эффузивные и метаморфические породы. Поэтому литологические контакты очень часто являются наиболее резко выраженными границами фильтрационной неоднородности.

Ведущая роль тектонических процессов в формировании трещиноватости пород в разных структурах в настоящее время является твёрдо установленной и признанной многими исследователями. И.В. Кирилловой [1949] показано, что ориентировка трещин, связанных со складчатостью, тесно зависит от элементов залегания слоёв.

Обширный материал, полученный в процессе гидрогеологических съёмок и поисково-разведочных на воду работ на территории Южного Предуралья, убедительно свидетельствует, что водопроницаемость пород в долинах рек значительно выше (в среднем в 10 раз), чем на водоразделах. Например, в долинах рек База, Чермасан, Сюнь, Усень и других коэффициенты фильтрации водоносных уфимских песчаников составляют 1–5 м/сут и более, тогда как на водоразделах они не превышают десятых долей метров в сутки [Попов, Абдрахманов, 1977; Абдрахманов, Попов, 1985]. Аналогичная зависимость водопроницаемости от орографических условий наблюдается и в Южноуральском регионе.

Б.В. Боревский с соавторами [1976] приводят такие данные. В долине р. Серга (Сергинское месторождение трещинно-карстовых вод Среднего Урала) удельный дебит скважин в силурийско-девонских известняках составляет 20–80 л/с (дебит 150–250 л/с), а на водоразделах менее 1 л/с. Водопроводимость пород в долине достигает 1 000–3 000 м^2/сут (на отдель-

ных участках 5 000–6 000 м^2/сут), тогда как на водоразделах она < 100 м^2/сут. Мощность зоны трещиноватости под долиной достигает 100 м.

К крупным зонам трещиноватости приурочены речные долины. В целом наблюдается тесная связь между формами рельефа и структурными особенностями (тектономорфность рельефа): валам в современном рельефе отвечают водоразделы, а синклинальным прогибам — долины рек. Также, по мнению Н.И. Соколова [1962], направление эрозионной сети на 90% определяется характером трещиноватости горных пород. Это объясняется тем, что эрозии в первую очередь подвергаются тектонически ослабленные зоны, то есть зоны повышенной трещиноватости горных пород.

Важным геоморфологическим показателем, связанным с трещиноватостью горных пород, является взаимное пространственное распределение не только единичных линейных элементов эрозионной сети, но и всей совокупности данной гидрографической системы. Подобные явления свойственны долинам рек Сакмара, Таналык и их притоков. Особенно характерна параллельная и субпараллельная ориентировка правых притоков р. Сакмары, стекающих с восточного склона хр. Урал-Тау, прикрытого чехлом рыхлых образований древней коры выветривания. Азимуты простирания притоков колеблются между 320° и 340° [Фаткуллин, Абдрахманов, 2007]. Наблюдается совпадение ориентировки форм рельефа с направлением трещиноватости. Спрямлённые участки рек и их притоки ориентированы в двух «планетарных» направлениях: северо-западном (315°) и северо-восточном (45°).

На ряде участков долины р. Сакмары (в районе дд. Абдулкаримово, Янтышево и др.) встречается характерное крестообразное расположение русел главной реки и её притоков. Места слияния их в таких случаях фиксируют точки пересечения трещин различных систем; речная сеть здесь оказывается заложенной по системам пересекающихся трещин.

Надо полагать, что места пересечения зон повышенной трещиноватости горных пород являются одним из факторов (наряду с тектоникой), способствующих возникновению весьма своеобразных четковидных, овальных расширений долины р. Сакмары на участках ее верхнего и среднего течения (на широте дд. Темясово, Чингизово, Н. Тавлыкаево и др.).

Хорошее отражение зависимости гидросети от трещиноватости горных пород дают рисунки речных систем и карта порядков рек. В пределах отдельных бассейнов речная сеть образует определённые сочетания своих плановых очертаний. Так, для бассейна р. Сакмары в целом характерно параллельно-решётчатое расположение русел. При подобном типе рисунка гидросети притоки подходят к главной реке под прямым или острым углом. Обычно этот тип рисунков в речном бассейне соответствует подобным же угловым сочетаниям направлений трещин.

Если притоки третьего и четвертого порядка (рр. Зилаир, Крепостной Зилаир, Магаш, Баракал) имеют параллельный тип и заложены, по всей

вероятности, по разломам и крупным трещинам, то решетчатую сеть образуют притоки первого и второго порядков, заложенные по системам трещин других простираний. Для бассейна р. Таналык, заложенного на магматических породах, также характерен решётчатый тип гидросети.

Своеобразные рисунки эрозионных форм наблюдаются на серпентинитах. Они здесь приобретает дендритово-полигональный характер. Лога и овраги, заложенные по трещинам, имеют форму ветвей деревьев, но в то же время наблюдается определённая закономерность их простирания. При детальном исследовании оказалось, что простирания логов и оврагов связаны с двумя (или больше) системами пересекающихся трещин.

Трещиноватость пород глубоких горизонтов. Вопреки устоявшимся представлениям о монолитности и водоупорности горных пород, имеется достаточно сведений об их трещиноватости и водопроницаемости ниже зоны активной трещиноватости, на глубине >100–200 м. Анализ материалов по пустотности пород глубоких горизонтов (СГ-3 Кольская сверхглубокая, СГ-4 Уральская сверхглубокая, Кулгунино-1, Урал-Тау-1, скважины Уральской и Асташской нефтеразведочных площадей и др.) свидетельствует о том, что породы разбиты многочисленными трещинами и изменены контактово-метасоматическими процессами. В Кольской сверхглубокой скважине установлено, что до глубины 7 км количество трещин закономерно убывает при переходе от метаморфизованных осадочных пород к магматическим (ультрабазитам, туфам), в частности, основным интрузивным породам. Литология пород влияет не только на интенсивность трещиноватости, но также и на пространственную ориентировку трещин.

Делая вывод о трещиноватости пород в Кольской сверхглубокой скважине [Кольская ..., 1984], авторы отмечают, что тектонические трещины наблюдаются в образцах керна с глубины 6–11 км. Они представлены трещинами скалывания и отрыва. Тектоническая природа их доказывается перемещениями по типу сдвига. Установлено, что на разных этапах геологической истории одного и того же района характер деформации горных пород меняется в зависимости от геотермического режима недр Земли, что, в свою очередь, влечёт за собой проявление контрастной или более растянутой по вертикали структурной зональности. Соответственно, в условиях низких тепловых потоков трещинные структуры, так называемого близповерхностного типа могут формироваться на больших глубинах.

Изучение трещиноватости пород в скважине «Кулгунино-1» Башкирского мегантиклинория показало, что породы среднерифейского комплекса разбиты трещинами, которые залечены вторичным кварцем, кальцитом, кристаллическим гематитом. Наблюдаются зеркала скольжения в интервалах 620–680, 1 730–1 780, 3 140–4 696 м. В интервале 1 352–1 430 м наблюдается зона смятия, где породы разбиты многочисленными трещинами.

В скважине «Урал-Тау-1», заложенной на границе Зилаирского синклинория и антиклинория Урал-Тау, в сланцах и кварцитах на глубине

3 648–3 960 м отмечаются разнонаправленные трещины, выполненные кварцем и кальцитом. К сожалению, данные о проницаемости пород в этих скважинах отсутствуют.

На Асташской площади в Зилаирском мегасинклинории метаморфические породы (аргиллиты, перекристаллизованные известняки) характеризуются наличием тонких трещин на глубине >3 200 м. Пористость известняков серпуховского яруса в скважине № 2 в среднем составляет 1,76%, а визейского — 3,14%. В скважинах №№ 6 и 11 пористость известняков турнейского яруса <0,68%. Терригенные породы зилаирской свиты характеризуются пористостью 0,4–3,5%. О проницаемости пород косвенно можно судить по водопритокам. В скважине № 1 из интервала 1 231–1 365 м получен приток воды 3,5 м^3/сут, в скважинах №№ 2 и 6 в интервалах 2 440–2 460 и 2 670–2 840 м — слабый приток воды с плотностью 1,0037 и 1,0130 г/см^3.

Наиболее проницаемыми являются вулканогенно-осадочные породы Уральской площади Магнитогорского мегасинклинория. В скважине № 2 при бурении рифогенных известняков кизильской свиты отмечено интенсивное поглощение промывочной жидкости на глубине 3 085 и 4 195 м; в скважине № 4 из отложений кизильской свиты приток пластовой воды составил 62,4 м^3/сут. В скважине № 7 из интервалов 2 786–2 815 и 3 856–3 932 м получен приток пластовой воды хлоркальциевого типа [Тагиров, 1978].

О трещиноватости пород на медноколчеданных месторождениях Южного Урала можно судить по водопритокам в карьерах. Фильтрационные свойства вулканогенно-осадочных пород на Подольском месторождении приведены на рис. 2.5.

Гидрогеологическими исследованиями на Петропавловском рудном поле Юбилейного месторождения (100 км южнее г. Сибай) установлено, что фильтрационные свойства вулканогенно-осадочных пород максимальны в зоне выветривания до глубины 100–200 м [Тагильцев, Лукьянов, 2009]. Вниз по разрезу они постепенно снижаются и на глубине 300–350 м породы становятся водоупорными, но в интервале 350–400 м фильтрационные

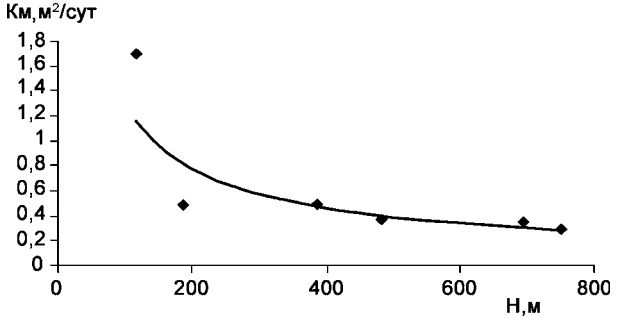


Рис. 2.5. Изменение водопроводимости вулканогенно-осадочных пород с глубиной (скв. 267) на Подольском рудном поле [Михайлов, 2007]

свойства пород вновь возрастают. Относительный региональный водоупор зафиксирован на глубине 530 м (рис. 2.6).

Определенный интерес представляет геолого-гидрогеологическая информация, полученная при бурении сверхглубокой скважины СГ-4 в северной части Тагило-Магнитогорского прогиба. Здесь, вместе с зонами региональной и прибортовой трещиноватости, выделяются зоны локальной поперечной и продольной трещиноватости, связанные с глубинными дизъюнктивными нарушениями. Последние, как считается [Грачев, 1977; Геохимия ..., 1982; Шестов, 1988], являлись каналами проникновения в палеозойские седиментационные палеобассейны рудоносных флюидов, сформировавших железорудные, медноколчеданные и другие месторождения.

Разрез Уральской СГ-4 глубиной 5 337 м представлен плотными интрузивными и осадочно-вулканогенными породами ордовика, силура и девона. Трещиноватые зоны, фиксируемые поглощением промывочной жидкости с различной интенсивностью, отмечались в интервале от 13 до 2 701 м. Эти зоны были также отмечены положительными и отрицательными геотермическими аномалиями в интервалах 370–420, 1 100–1 143, 3 530–3 570, 4 000–4 300 м. Аномалии связаны с проникновением в трещиноватые породы нагретого или охлаждённого бурового раствора.

На Южном Урале широко представлены трещины разломов. Н.Д. Буданов [1964] выделяет их как «линейные зоны новейших глыбовых разломов», а в томе «Гидрогеология СССР» [1972] они характеризуются как «тектонические секущие трещины». На рисунке 3.1. они отмечены как «обводненные тектонические разломы». Это зоны крупных тектонических нарушений различной ширины с большим числом оперяющих трещин со смещением блоков. Н.Д. Буданов отмечает, что ширина развития этих трещиноватых зон достигает 100–500 м, а глубина 250–300 м. В карьерах Сибая, Учалов и др. на Южном Урале встречаются обводненные трещины разломов, достигающие глубин 500–700 м и более.

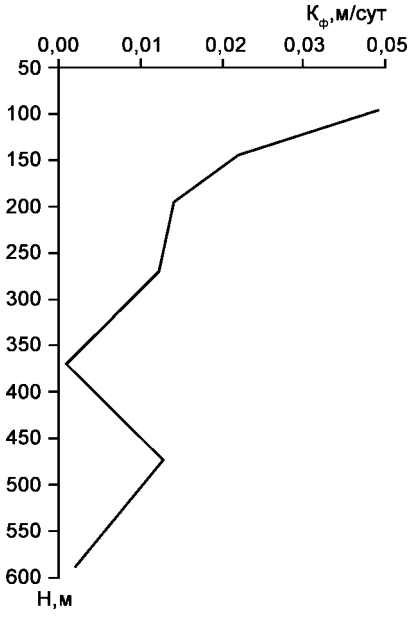


Рис. 2.6. Изменение фильтрационных свойств вулканогенно-осадочных пород с глубиной на Петропавловском рудном поле (Юбилейное месторождение) [Тагильцев, Лукьянов, 2009]

2.6. История геологического развития

Характеристика истории геологического развития домезозойского этапа приводится по работам В.Н. Пучкова [2000, 2010] и К.С. Иванова [1998], а мезозоя – кайнозоя — А.П. Рождественского [Рождественский, Зиняхина, 1998].

Геологическое развитие Уральского орогена соответствует классическому циклу Вильсона, т.е. он прошёл полный цикл геодинамического развития, включая этапы континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужный, коллизионный и др. Регион является рифейско-палеозойским складчатым поясом, сформировавшимся 1,6–0,2 млрд. лет назад вследствие сложных рифтогенно-деструкционных и аккреционных процессов.

К началу раннего рифея западная часть Южного Урала была областью вполне сформировавшейся континентальной коры. Нижнерифейские образования с перерывом и угловым несогласием ложатся на метаморфические комплексы архея – раннего протерозоя. Они представлены преимущественно кварцевыми и аркозовыми песчаниками.

На восточном склоне Урала, восточнее ГУР, развиты гнейсы, кристаллические сланцы континентальной коры возрастом >1 600 млн. лет.

В рифейское время происходило спокойное накопление кварцито-сланцевых и карбонатных толщ мелководного шельфового бассейна. Венд отвечает орогенической эпохе в интервале 620–540 млн. лет.

Как отмечает К.С. Иванов [1998], рифейско-вендский этап развития Уральского складчатого пояса представляется как крупнейшая эпоха неоднократного проявления процессов континентального рифтогенеза не приведших, однако, к формированию собственно океанических бассейнов. За период времени около 1,0–1,1 млрд. лет в платформенных и перикратонных обстановках накопилось до 12–15 км осадочных, вулканогенно-осадочных образований, и локально были сформированы магматические комплексы повышенной щелочности. Однако В.Н. Пучковым [2010] дано обоснование идеи о Печорском палеоокеане, существовавшем в позднем рифее на Урале и в Тимано-Печорской провинции. Океан закрылся в венде, в результате тиманской складчатости.

Палеозойский этап формирования Урала характеризовался полным разрывом древней континентальной коры и ее последующим новообразованием при аккреции, начиная с конца ордовика. В позднем карбоне и в пермское время в осевой зоне Урала широко проявились процессы складчатости, горообразования, палингенеза и формирования крупных гранитных батолитов; на западном склоне в это же время формируется Предуральский краевой прогиб. Завершение формирования земной коры Урала приходится на конец палеозоя.

В начале палеозоя (конец кембрия – ордовик) на Южном Урале основным тектоническим процессом, подчинившим себе осадконакопление

и магматизм был эпиконтинентальный рифтогенез, быстро переросший в океанический спрединг. Рифтогенез характеризовался развитием разноглубинного базальтоидного магматизма и формированием груботерригенных толщ различной мощности.

В силурийском периоде на Южном Урале в основном сохранился тектонический план, заложенный в ордовикское время. Однако в Магнитогорской зоне происходит резкое сокращение вулканизма, а в северо-восточной части региона возникает зона субдукции, развитие которой приводит к возникновению мощных известково-щелочных вулканитов с прослоями углисто-глинистых сланцев и известняков.

Развитие Южного Урала в девоне почти не отличалось от ордовикского и силурийского. В это время Магнитогорская зона представляла широкий океанический бассейн с островной дугой и характеризовалась широким развитием субщелочных вулканитов (к ним относятся гранитоиды Ахуновской группы), их туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников с прослоями известняков. Фаменский период был временем существенной перестройки, когда Магнитогорская островная дуга подошла к Восточно-Европейскому континенту и столкнулась с ним на территории современного Южного Урала. В это время сформировался Зилаирский прогиб [Пучков, 2000].

Каменноугольная история делится на два этапа: раннекаменноугольно-башкирский и московско-позднекаменноугольный.

На первом этапе Бельская депрессия испытывала эпейрогенические поднятия и регрессию; здесь продолжалось накопление шельфовых, относительно мелководных известняков и доломитов (алатауская свита). Глубоководный Зилаирский прогиб резко сократился на востоке и немного расширился на западе. Разрезы характеризуются чередованием мощных терригенных и карбонатно-глинисто-кремнистых отложений. В Магнитогорской зоне рассматриваемый этап определяется наличием области активного магматизма рифтового типа. Нижняя (турнейско-визейская) часть разреза сложена в основном терригенными (песчаники, конгломераты, алевролиты и др.), а верхняя — исключительно карбонатными породами.

Второй этап (московско-позднекаменноугольный) характеризуется сочетанием областей осадконакопления и размыва. В Предуральской зоне с развитием трансгрессии накапливались известняки и доломиты. Глубоководные осадки отлагались на платформенном склоне краевого прогиба, а во внутренней зоне был сформирован флиш. К югу от Башкирского мегантиклинория разрезы флиша развиты наиболее полно. Они представлены чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями известняков. В Магнитогорской зоне отложения московского яруса выполняют широкий прогиб, отвечающий морскому проливу. К западу от г. Магнитогорск в районе озера Мулдак-Куль выделяется Янгельская подзона, сложенная позднекаменноугольными валунно-галечниковыми отложениями с прослоями известняков в нижней части.

В верхней части широкое развитие получили песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями (до 2–5 см) гипсов и ангидритов общей мощностью более 500 м. Эти толщи, образовавшиеся в верхнем карбоне и перми в обмелевших морских бассейнах типа лагун в условиях сухого и жаркого климата, относятся к янгельской свите. В течение всего этапа циклы осадконакопления прерывались тектоническими движениями по разломам, носящими региональный характер. Один из таких разломов — Смеловский, возникший ещё в каменноугольном периоде,— ограничивает с запада Мулдаккульское месторождение минеральных вод.

В целом в московско-позднекаменноугольное время на Южном Урале полностью закончилась субдукция и началась коллизия типа «континент–континент». В условиях сжатия завершился мантийный базальтоидный и известково-щелочной вулканизм. Этот период отвечает орогеническому этапу развития Магнитогорской мегазоны, в пределах которой Мулдаккульская синклиналь продолжала унаследованно развиваться как зона опускания. Морской режим не нарушался вплоть до среднекаменноугольного времени, когда началось интенсивное горообразование, продолжавшееся и в позднекаменноугольное время и сопровождающееся разнонаправленными колебательными движениями. Последние обусловили возникновение прогибов, в которых море, отступая, оставляло замкнутые и полузамкнутые мелководные бассейны с непостоянными береговыми контурами. В верхнем карбоне начались континентальные процессы, в результате которых в уже обмелевших лагунно-морских бассейнах шло накопление красноцветных осадков, образовавшихся в условиях сухого и жаркого климата.

В пермское время происходило нарастание процессов, наметившихся в карбоне. В Предуральской зоне продолжалось накопление преимущественно карбонатных осадков, залегавших согласно на известняках верхнего карбона. В ассельско-раннеартинское время накапливались флишевые формации. Регрессия шельфового моря получила развитие в конце ранней перми (кунгурское время). Развивался раннепермский барьерный риф, который был перекрыт кунгурскими эвапоритами. Роль кунгурского этапа (мощность осадков достигает 2000 м) в развитии Предуральского прогиба чрезвычайно велика. В это время накопилось более половины мощности осадков нижней перми, что связано с большой скоростью накопления эвапоритов в полуизолированной лагунно-морской впадине. В поздней перми осадконакопление было мелководным.

В Уральской орогенной зоне пермские отложения почти отсутствуют. Как уже указывалось [Силина, Курбежекова, 1962], в Янгельской подзоне (Мулдаккульская и Агаповская синклинали) некоторые геологи (Н.В. Дорофеев, Д.Л. Степанов, Г.А. Смирнов, Е.Н. Силина и др.) выделяют нерасчлененную верхнекаменноугольную–нижнепермскую янгельскую свиту (конгломераты, песчаники, алевролиты). Однако в унифицированных стратиграфических схемах пермские отложения здесь не выделяются.

В начале триасового периода процессы эрозии «отмирающего» орогена и связанной с ними пенепленизации были прерваны новыми тектоническими событиями. За 45 млн. лет триасового периода рельеф Южно-Уральской складчатой области в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил прошел сложный и направленный путь развития. Он включает в себя два приблизительно одинаковых по продолжительности, но противоположных по характеру этапа: I (ранний – первая половина среднего триаса), знаменующий завершение позднегерцинского орогенеза и создание средне- и низкогорного рельефа и II (вторая половина среднего – поздний триас), когда был сформирован раннемезозойский пенеплен, явившийся исходным для дальнейшего преобразования рельефа в среднем и позднем мезозое и кайнозое [Рождественский, Зиняхина, 1998].

Ослабление тектонической активности в первой половине триасового периода и связанное с ним замедление, а затем и прекращение восходящего развития рельефа, составляет основное содержание первого этапа. Его можно назвать раннемезозойским орогенным этапом, унаследованно завершающим позднегерцинское горообразование. В это время происходило образование надвигов, сдвигов, смятие в складки верхнепермских слоев, завершилось формирование чешуйчато-надвиговой структуры Урала [Яншин, 1936].

В конце ранней юры процесс пенепленизации был нарушен древнекиммерийской дислокацией. Средняя юра характеризуется началом более длительного формирования регионального нисходящего рельефа, вступления в длительную стадию пенепленизации, и является временем перехода к пленогенному платформенному режиму с его относительно спокойным тектоническим состоянием земной коры и преобладающей ролью экзогенного геоморфогенеза над эндогенным. Оживление эрозионных процессов в конце этапа стимулировалось возобновлением активности земной коры, обусловленной проявлением древнекиммерийского тектогенеза.

Огромную роль в пенепленизации Южного Урала в триасе сыграло физическое и особенно химическое выветривание горных пород, активно проявлявшееся в условиях континентального климата того времени. При этом в морфологии земной поверхности сохранялись многие структурные черты рельефа, унаследованные от палеозойского времени, в частности меридиональная и субмеридиональная зональность (поясность), приуроченность положительных форм рельефа в основном к положительным структурам палеозойского складчато-блокового рельефообразующего субстрата (тектономорфность рельефа) и др.

Геоморфологическим новообразованием, как отмечает А.П. Рождественский [Рождественский, Зиняхина, 1998], является субширотный поперечный водораздел, пересекающий Южный Урал в его центральной части, обусловивший возникновение двух систем бассейнов поверхностного стока — северной и южной — и появление признаков зарождения той региональной структурно-морфологической неоднородности, которая

получила развитие и чёткое выражение в современном рельефе Урала в новейший тектонический этап.

В палеогеоморфологическом развитии Южного Урала юрский период является временем завершения перехода региона в длительную стадию платформенного режима и его активной пенепленизации. Если на изменение рельефа земной поверхности в ранне- и среднеюрскую эпохи ещё оказывали унаследованное влияние затухающие процессы позднегерцинского и древнекиммерийского орогенеза и отчётливо проявлялась тенденция превращения региона в молодую платформу, то в позднеюрскую эпоху платформенный тектогенез стал главным содержанием направленного развития земной коры региона и эволюции рельефа его поверхности, сохранившимся на длительное время.

В юрском периоде Южный Урал превратился в равнину. Горные сооружения здесь перестали существовать: пенепленизация практически уничтожила их, оставив лишь незначительные следы в виде унаследованных неровностей рельефа, имевших в большинстве случаев связь со структурой денудационного рельефообразующего субстрата.

Развитие рельефа региона в позднеюрскую эпоху протекало в условиях устойчивого платформенного эндогенного режима в спокойной тектонической обстановке при ведущей роли экзогенных факторов геоморфогенеза, среди которых главная роль принадлежит глубокому химическому выветриванию и комплексной субаэральной денудации горных пород. Основной формой тектогенеза были эпейрогенические колебательные движения земной коры, вызывавшие прогибания и поднятия ее, трансгрессии и регрессии эпиконтинентальных бассейнов. Южный Урал при этом оставался устойчивой слабо приподнятой сушей и только в поздней юре (волжский век) его крайние юго-западные и северо-восточные районы были задеты морской трансгрессией, содействовавшей усилению выравнивания рельефа.

Мезозойский этап геологического и геоморфологического развития Южного Урала, в течение которого здесь произошла смена орогенного режима на платформенный и ведущими процессами геоморфогенеза стали пенепленизация и формирование равнинного платформенного рельефа, завершился меловым периодом, на который приходится кульминация планации земной поверхности в регионе. Меловой период характеризовался спокойным тектоническим режимом и широким проявлением экзогенных геоморфологических процессов на суше в условиях тёплого и влажного климата, благоприятных для химического выветривания горных пород. Как следует из анализа геологических и палеогеографических данных, важная роль в планации рельефа в меловом периоде принадлежала морским трансгрессиям, временами проникавшим в пределы Уральской суши; с ними было связано повышение основных базисов эрозии, ослабление врезания речной сети. Трансгрессия южного моря в туроне и коньяке

привела к проникновению морских вод на южное окончание Южного Урала и прилегающий участок восточного склона. Крупнейшая позднемеловая (сантонская) трансгрессия привела к образованию в Предуралье огромного по протяжённости пролива, соединившего воедино южный и северный морские бассейны и отделившего на время Урал от Русской равнины, к кратковременному соединению Восточно-Русского и Западно-Сибирского морей через проливы, возникшие на Северном и Среднем Урале и превращению Уральской суши в архипелаг островов. Позднемеловая эпоха явилась временем углубления Тургайского прогиба, вследствие чего там в кампанский и маастрихтский века существовал сплошной морокой пролив, соединявший южный (Туранский) и Западно-Сибирский морские бассейны и разделивший единый Евроазиатский материк на две части — Европейскую и Азиатскую. Южный Урал в меловом периоде испытал нисходящее развитие рельефа, и только в конце маастрихтского века произошла крупная регрессия, расширение площади суши и вступление региона в стадию восходящего развития рельефа.

В основе таких палеогеографических и палеогеоморфологических явлений, по А.П. Рождественскому [Рождественский, Зиняхина, 1998], лежат дифференцированные эпейрогенические движения, тектонически обусловленные колебаниями суши и моря, хотя некоторые исследователи склонны видеть причины наиболее крупных меловых трансгрессий и регрессий в явлениях эвстазий [Найдин, Сазонова, Пояркова и др., 1980].

Тектоническая обусловленность палеогеоморфологических и палеогеографических изменений на Урале в меловом периоде, как и во всём мезозое, вытекает из устойчивого сохранения основными морфоструктурами того времени общеуральского меридионального и субмеридионального простирания, что рассматривается как проявление унаследованности в структурно-геоморфологическом развитии региона. Позднемеловая (позднемаастрихтская) регрессия на Южном Урале обязана возобновлению тектонической активизации в связи с проявлением региональной ларамийской фазы диастрофизма.

В геоморфологическом отношении Южный Урал к началу кайнозойской эры представлял собой слабо приподнятую над соседними пространствами невысокую платформенную преимущественно денудационную равнину. И только на крайнем юге, в области южного периклинального погружения Уральской палеозойской складчато-блоковой структуры, и на юге восточного склона, куда проникали трансгрессии сенонских морей, оставивших после себя горизонтально-слоистые отложения, существовали участки аккумулятивных равнин позднемелового возраста.

Главный вывод, вытекающий из рассмотрения палеогеоморфологического развития Южного Урала в палеогеновом периоде, имеющий принципиальное значение для оценки роли новейшей тектоники в истории Уральского региона, заключается в том, что геоморфогенез его в течение

всего периода протекал в условиях платформенного пленогенного режима, обусловленного проявлением эпейрогенических колебательных движений земной коры. Южный Урал тогда представлял собой обширную пологоволнистую выровненную возвышенность, слабо приподнятую над окружающими низменностями. По периферии она неоднократно подвергалась воздействию трансгрессий Южно-Русского, Туранского и Западно-Сибирского морей, вызвавших повышение основных базисов эрозии на суше и способствовавших усилению выравнивания её рельефа. Господствовавшим типом геоморфогенеза был экзогенный, не подавлявшийся тектоническим фактором. Палеогеновая планация уральской суши стимулировалась химическим выветриванием каолинитового типа. К концу периода была сформирована региональная палеогеновая полигенная поверхность выравнивания, исходная для последующего развития рельефа в неотектонический этап.

Палеогеновый геоморфогенез Южного Урала обнаруживает черты унаследованности от предшествующих эпох мезозоя, когда, начиная со среднего триаса, на большей части Урала господствовали процессы пенепленизации, уничтожившие горный рельеф позднегерцинского времени. В морфоструктурном плане мезозойского и палеогенового времени унаследованно сохранялись генеральные черты герцинского тектонического этапа — меридиональное и субмеридиональное простирание основных структур палеозойского и допалеозойского рельефообразующего субстрата.

В конце палеогенового периода (поздний олигоцен) в пределах Уральской молодой платформы стала проявляться тектоническая активизация. Она сопровождалась зарождением сводового поднятия в западной части складчатого Южного Урала, ознаменовавшим начало перехода от платформенной к стадии новейшего эпиплатформенного орогенеза. В это время поверхность всей осевой части современного Южного Урала была поднята до 3000–3500 м, при одновременной эрозии [Пучков, Данукалова, 2004].

Неогеновый период на Южном Урале оставил, по А.П. Рождественскому [Рождественский, Зиняхина, 1998], неизгладимый след в геологической и геоморфологической истории как время существенной перестройки его структуры и рельефа, изменений в его тектоническом режиме.

В конце олигоценовой эпохи в западной зоне складчатого Урала проявились сводовые поднятия земной коры, ознаменовавшие вступление региона в неотектонический этап развития. В неогеновом периоде в этой зоне на Южном Урале произошла тектоническая активизация, выразившаяся в усилении региональных и локальных поднятий. Вследствие этого на месте южноуральского мезозойского и палеогенового приподнятого пенеплена обособилась и получила развитие область слабого эпиплатформенного горообразования.

Формирование горного рельефа составляет главную особенность конструктивного эндогенного геоморфогенеза как Южного Урала, так и Урала в целом. Именно в неогеновом периоде были созданы новейшая

тектоническая структура и основные черты рельефа Урала, получившие завершение своего развития и приобретшие свой современный вид в четвертичном периоде. Таким образом, неогеновые движения земной коры явились главным фактором формирования современной морфоструктуры всей горной области Южного Урала и обособления её от окружающих равнинных пространств материковых платформ. Пространственное разграничение между ними осуществлялось как в виде резко выраженных в рельефе линейных границ, отвечающих флексурным перегибам и разломам земной коры, так и посредством постепенного перехода от равнинного рельефа к горному и наоборот в так называемых переходных зонах (западной и восточной). Роль дизъюнктивных нарушений (сбросов, сдвигов, надвигов) в неогеновом геоморфогенезе была исключительно велика. Неогеновый тектогенез создал Южно-Уральский горный узел, самый крупный в современном Уральском горном поясе.

Экзогенный геоморфогенез на Южном Урале в неогеновом периоде, вследствие благоприятных климатических условий (преобладание гумидного климата, атмосферные осадки и др.), носил деструктивный характер, основной тенденцией которого было разрушение, нивелирование неровностей рельефа, созданных тектоническими движениями земной коры. Однако масштабы этих процессов не подавляли эффект эндогенного рельефообразования и воздействие их сводилось к экзогенному морфоскульптурному моделированию тектономорфного рельефа. Интенсивность и характер распределения в пространстве эрозионного расчленения в значительной мере определялись интенсивностью и направленностью неогеновых движений и создаваемыми ими структурами земной коры.

Заложение и развитие гидрографической сети на Южном Урале и в Предуралье в неогеновом периоде постоянно находилось в прямой связи с характером и масштабом проявления тектонических движений (формирование переуглублённых речных долин и их заполнение осадками, акчагыльская ингрессия, образование поверхностей выравнивания и речных террас и др.). Формирование переуглублённых долин в раннем плиоцене связано с сильным понижением уровня Каспийского моря на несколько сот метров. Глубина долин палео-Камы и палео-Белой в Предуралье достигала 200–300 м [Региональный ..., 2001].

Четвертичный период, последний этап новейшего тектогенеза и геоморфогенеза, является временем завершения формирования морфологических черт современного рельефа Урала и его гипсометрии, приобретения им современного ландшафтного облика (рис. 2.7).

На Урале это было время активного взаимодействия внутренних и внешних факторов рельефообразования при сохранении ведущей роли генеза и унаследованного от предыдущего неогенового периода морфоструктурного развития региона. В четвертичном периоде сохранилось разделение Уральской складчатой области на две меридиональные зоны —

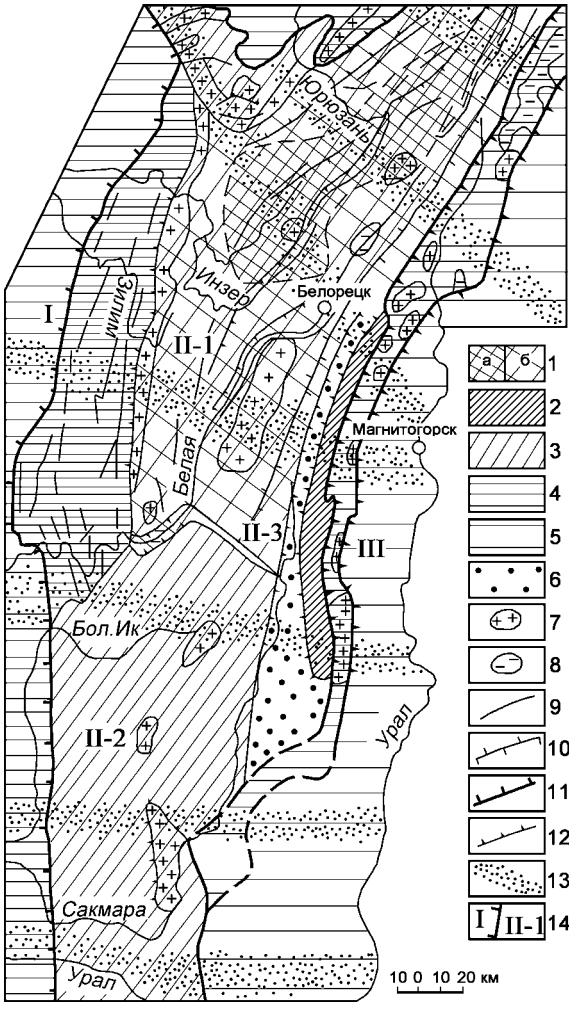


Рис. 2.7. Схема новейшей тектоники Южного Урала [Рождественский, Зиняхина, 1998]

Условные обозначения к рис. 2.7: 1 — район проявления восходящих дифференцированных движений Южно-Уральского сводово-блокового поднятия: а) с амплитудами 800–1 000 м, б) с амплитудами 500–700 м; 2 — район проявления интенсивных (с амплитудами < 800 м) восходящих дифференцированных движений Ирендык-Крыктинского моноклинального блока; 3 — район проявления умеренных (с амплитудами < 500 м) дифференцированных восходящих движений; 4, 5 — районы проявления умеренных (с амплитудами < 450 м) дифференцированных восходящих движений Алатауской (4), Западно-Уральской (с амплитудами < 350 м) и Восточно-Уральской (с амплитудами < 450 м) (5) ступеней; 6 — район проявления слабых (с амплитудами < 400 м) поднятий Таналык-Кизильской депрессии; 7 — районы проявления локальных восходящих движений; 8 — районы проявления локальных относительных опусканий; 9 — оси неотектонических поднятий; 10 — ось Уралтауского поднятия; 11 — Западно-Уральская уступ-флексура; 12 — активизированные разломы; 13 — осевые зоны новейших поднятий; 14 — тектонические структуры (см. рис. 2.1)

западную эпиплатформенного новейшего горообразования и восточную — материковой платформенной полигенной равнины. Продолжалось развитие субширотных поперечных зон неотектонической активизации, приведшей к обособлению в орогенной зоне наиболее крупных и высоких горных поясов Урала (см. рис. 2.7).

Главной особенностью четвертичного тектогенеза на Южном Урале были прерывистые дифференцированные разноамплитудные поднятия земной коры в зоне Южноуральского орогена и в краевых частях соседствующих Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Туранской материковых платформ. На это указывают система ранне-средне- и позднеплейстоценовых и голоценовых цокольных и эрозионных речных террас и вложенные в долины аллювиальные отложения, участвующие в строении террас.

О возросшей роли экзогенных (климатических) факторов рельефообразования в регионе в это время свидетельствуют гольцовые нагорные террасы, каменные россыпи и другие формы рельефа вершинной и склоновой зоны морозной альтипланации хребтов, широкое развитие делювиальных, солифлюкционно-делювиальных и перигляциальных покровных отложений, присутствие в разрезах отложений эпох межледниковий и ледниковий и др.

Тем не менее, как отмечает А.П. Рождественский [Рождественский, Зиняхина, 1998], деструкционные экзогенные процессы не смогли подавить эффект четвертичного тектонического поднятия Южноуральского орогена: рост гор продолжается и, обусловливая сохранение Южного Урала, обнаруживает тесную связь его планового рисунка с новейшей сводово-блоковой и моноклинально-блоковой структурой рельефообразующего субстрата. В целом современная геодинамика Южного Урала (скорости современных движений земной коры, контрасты между областью слабого новейшего горообразования и соседними платформенными равнинами, четвертичная речная сеть, сейсмичность, тепловой поток и др.) характеризуется слабой современной тектонической активностью региона по сравнению с областями новейшего горообразования.

Глава 3

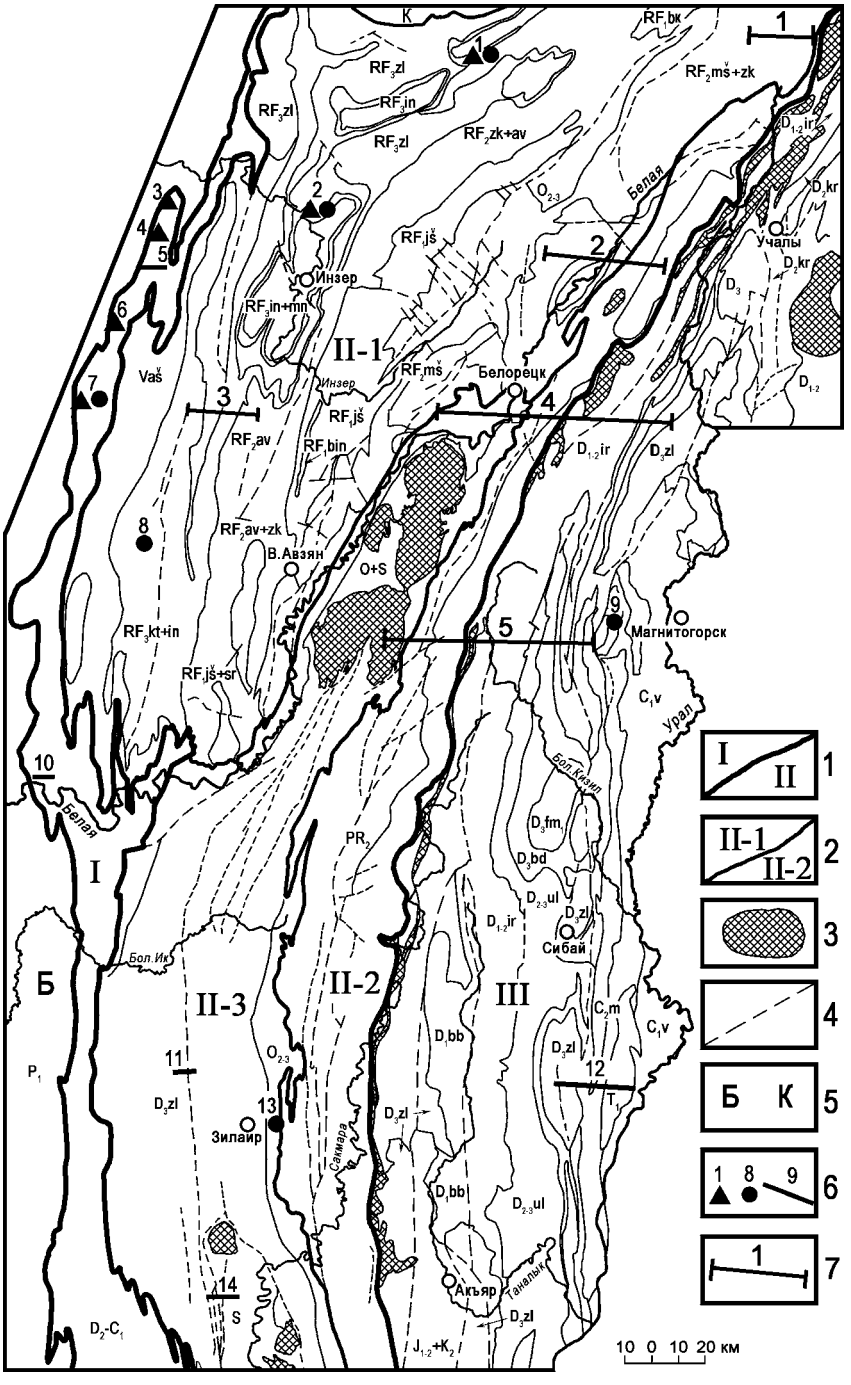
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

3.1. Структурно-гидрогеологическое районирование

В соответствии с принципами структурно-гидрогеологического районирования континентов [Кирюхин, Толстихин, 1987] исследуемый регион отвечает Уральской гидрогеологической складчатой области (ГСО), в составе которой на Южном Урале выделяются [Абдрахманов, Попов, 1999, 2008 и др.] Западно-Уральский адартезианский бассейн пластовых трещинно-карстовых вод, Центрально-Уральский и Магнитогорский бассейны трещинных вод (рис. 3.1). Они соответствуют трём одноимённым тектоническим структурам (мегазонам) субмеридионального простирания, различающимся по геологическому строению, ландшафтно-климатическим и гидрогеологическим условиям.

Водоносность протерозойских и палеозойских сильно дислоцированных, с жёсткими связями, магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных образований Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория обусловлена их трещиноватостью, которая обычно не подчиняется возрастным границам, часто их пересекает. По отношению к названным коллекторам трещинного типа используется термин «водоносная (обводнённая) зона», и в зависимости от характера и генезиса трещин выделяются два класса скоплений вод: регионально-трещинные воды зоны выветривания и локально-трещинные (трещинно-жильные) воды зон тектонических нарушений. Обводнённость карбонатных осадков, в разной степени присутствующих в пределах всех гидрогеологических структур Южного Урала, обусловлена не только трещиноватостью, но и генетически связанной закарстованностью, поэтому в них выделяется класс пластовых трещинно-карстовых вод.

Надо подчеркнуть, что используемое в настоящей работе понятие «бассейн трещинных вод» применимо только к зоне региональной трещиноватости и не относится к локально-трещинным зонам, имеющим принципиально иные условия размещения и формирования подземных



К
RF1bk
RF3zl
RF3in
RF2zk+av
RF2mš+zk
D1-2ir
D2kr
Белая
O2-3
Учалы
RF1jš
Инзер
RF3in+mn
II-1
RF2mš
Белорецк
Vaš
RF1jš
RF2av
RF1bin
D1-2ir
D3zl
RF2av+zk
В.Авзян
O+S
RF3kt+in
RF1jš+sr
Магнитогорск
C1v
Урал
Бол.Кизил
Белая
PR2
D3fm1
D3bd
D2-3ul
D1-2ir
D3zl
Сибай
Бол.Ик
Б
II-3
II-2
III
C2m
C1v
D1bb
D3zl
P1
O2-3
D3zl
Зилаир
Сакмара
D3zl
D1bb
D2-3ul
Акъяр
Таналык
D3zl
D2-C1
J1-2+K2
10 0 10 20 км
I
II
1
II-1
II-2
2
3
4
Б К
5
1 8 9
6
1
7

вод. На этот аспект структурно-гидрогеологического районирования ГСО, в частности, обращал внимание И.К. Зайцев [1980].

Мощность зоны активной трещиноватости пород, образовавшейся в результате процессов выветривания, на Южном Урале обычно составляет 40–60 м. В крепких разностях (кварциты, кремнистые сланцы, яшмы, кварцевые песчаники и др.) она достигает 100–250 м. Ниже зоны региональной трещиноватости воды могут быть вскрыты только в локальных зонах тектонического дробления и рассланцевания пород, прослеживающихся на глубину 800–1 000 м и более.

Подземные воды в зоне региональной трещиноватости и перекрывающих её коре выветривания и элювии-делювии безнапорные. Динамика вод определяется рельефом местности, литологией пород, климатическими и структурными особенностями. Питание подземных вод происходит в основном за счёт инфильтрации атмосферных осадков, а разгрузка — в гидрографическую сеть.

Южный Урал занимает, как отмечалось, весьма сложную структурно-тектоническую позицию. Все слагающие его литолого-стратиграфические комплексы смяты в складки различных форм и размеров и рассечены многочисленными высокоамплитудными дизъюнктивными нарушениями. На территории центральной и восточной мегазон Южного Урала, сложенных метаморфическими, магматическими, сильнодислоцированными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, господствующее положение занимают интрузивные и метаморфические гидрогеологические массивы (ГМи и ГМм). Они соответствуют выходу на поверхность нижнего яруса фундамента ГСО.

Средний ярус фундамента, представленный среднелитифицированными терригенными, карбонатными и вулканогенными породами, смятыми в антиклинальные и синклинальные складки, наиболее широко представлен в Магнитогорском мегасинклинории. Выходы его на поверхность

Рис. 3.1. Карта гидрогеологического районирования Южного Урала (основа — Геологическая карта Урала, М 1:500 000, 1979)

Условные обозначения: 1 — границы между гидрогеологическими структурами первого порядка: I — Западно-Уральский адартезианский бассейн пластовых трещинно-карстовых вод, II — Центрально-Уральский бассейн трещинных вод, III — Магнитогорский бассейн трещинных вод; **2** — границы между бассейнами трещинных вод второго порядка: II-1 — Башкирский, II-2 — Уралтауский, II-3 — Зилаирский; **3** — наиболее крупные интрузивные гидрогеологические массивы; **4** — обводнённые тектонические разломы; **5** — Бельская впадина (Б), Каратауское поднятие (К); **6** — проявления и месторождения минерализованных вод (треугольники — минеральные источники, залитые кружки — скважины, линии — глубокие скважины с рассольными водами на нефтеразведочных площадях): 1 — Катав-Ивановский источник и скважина, 2 — Ассинское месторождение, 3 — Тереклинский источник, 4 — Аскынский источник, 5 — Архлатышская площадь, 6 — Ташастинский источник, 7 — Красноусольское месторождение, 8 — Кулгунинская скважина, 9 — Мулдаккульское месторождение, 10 — Иштугановская площадь, 11 — Асташская площадь, 12 — Уральская площадь, 13 — скважина «Урал-Тау», 14 — Сакмарская площадь; **7** — гидрогеологические разрезы зоны гипергенеза

соответствуют гидрогеологическим адмассивам (ГАМ) и интермассивам (ГИМ). Эти типы массивов отвечают положительным формам рельефа, соответствующим в первом случае антиклинальным складкам, а во втором — синклинальным. От типичных ГМи и ГМм, сложенных кристаллическими породами, они отличаются возможным присутствием на отдельных участках трещинно-пластовых вод.

Собственно пластовые воды в Центрально-Уральском и Магнитогорском бассейнах имеют подчинённое положение, будучи приуроченными к аллювиальным осадкам речных долин, а также элювиально-делювиальным и другим отложениям, покрывающим относительно маломощным и нередко прерывистым чехлом трещиноватые палеозойские и более древние образования на хребтах, возвышенностях и их склонах. К водам пластового типа в этих бассейнах относятся и трещинно-карстовые (трещинно-кавернозные) скопления в карбонатных породах, развитых в понижениях рельефа и отвечающих внутриструктурным карстовым бассейнам. Они зажаты среди преобладающих по площади разного рода ГМ и соответствуют верхнему ярусу Уральской ГСО.

Областью сплошного распространения скоплений пластовых трещинно-карстовых (в карбонатных породах) и трещинных (в терригенных породах) вод является Западно-Уральская внешняя зона складчатости. Для каменноугольных и девонских карбонатных отложений этой структуры гидрогеологическое значение, как слоистости, так и трещиноватости, примерно равноценно. В подобной ситуации трудно отдать предпочтение одному их этих факторов, поэтому она отнесена к адартезианскому бассейну (ААБ), являющемуся промежуточной гидрогеологической структурой в ряду ГМи—ГМм—ГИМ—ГАМ—ААБ—АБ. В нём слева направо происходит снижение степени трещиноватости и дислоцированности пород, в результате чего воды трещинного типа в ГМ сменяются пластовыми в ААБ и АБ. Наибольшей обводнённостью в ААБ обладают карбонатные породы на глубине до 200–300 м.

Вследствие отмеченных выше особенностей, по общности ландшафтно-климатических и геолого-структурных факторов размещения и формирования подземных вод в западной низкогорной части региона выделяется Западно-Уральский адартезианский бассейн пластовых трещинно-карстовых вод, в центральной среднегорной — Центрально-Уральский бассейн трещинных вод, который разделяется на Башкирский, Зилаирский и Уралтауский бассейны второго порядка (см. рис. 3.1). Восточную преимущественно низкогорную и равнинную зону Южного Урала занимает Магнитогорский бассейн трещинных вод. Помимо существенных различий, вызванных в первую очередь геолого-тектоническими особенностями, названные бассейны имеют и целый ряд общих черт формирования подземных вод. Они заключаются в том, что бóльшая часть исследуемого горно-складчатого Южного Урала с трещинными скоплениями подземных вод находится в условиях умеренного и избыточно-

го увлажнения, когда годовое количество атмосферных осадков существенно превышает испарение. Горные породы в зоне региональной трещиноватости характеризуются высокой сдренированностью.

В условиях среднегорного (800–1 500 м абсолютной высоты) и низкогорного (500–800 м) рельефа Центрально-Уральского бассейна трещинных вод и Западно-Уральского адартезианского бассейна, глубоко расчленённых (до 500–900 м), разветвлённой (густота 0,6–1,0 км/км^2) речной сетью бассейнов Волги и Урала, пути перемещения и время нахождения инфильтрогенных вод в горных породах невелики, а скорости движения, напротив, значительны, особенно в карбонатных породах.

В южных районах Магнитогорского бассейна, где отметки рельефа < 600–400 м, глубина вреза рек < 200–300 м, их густота 0,1–0,2 км/км^2, а количество осадков примерно равно испарению, условия питания и разгрузки подземных вод менее благоприятны. По мере понижения рельефа и формирования глинистой коры выветривания увеличивается протяжённость путей перемещения инфильтрационных вод и снижаются их скорости. Всё большую роль приобретают процессы не только физического, но и химического выветривания пород. Возрастающая к югу недостаточность увлажнения вызывает континентальное засоление пород зоны аэрации и подземных вод.

К многочисленным в Уральской ГСО разломам, судя по геофизическим данным и наблюдениям в горных выработках на месторождениях полезных ископаемых, приурочены локально-трещинные водоносные зоны, служащие аккумуляторами подземного стока. В них формируются напорные трещинно-жильные воды, частично разгружающиеся в виде высокодебитных пресных источников в понижениях рельефа. Питаются они в основном за счёт перетока вод из зоны экзогенной трещиноватости. В глубоких частях этих зон, находящихся в обстановке затруднённого водообмена, вне сферы дренирующего воздействия рек, заключены минерализованные воды различного состава и генезиса.

Таким образом, характер обводнённости пород и особенности динамики регионально-трещинных, трещинно-жильных и пластовых трещинно-карстовых вод определяются совокупностью ландшафтно-климатического, литологического и структурно-тектонического факторов.

3.2. Гидрогеологическая стратификация

3.2.1. Западно-Уральский адартезианский бассейн трещинно-карстово-пластовых вод

В геолого-тектоническом отношении ААБ отвечает внешней зоне складчатости (передовым складкам) Южного Урала с преобладающим развитием смятых и надвинутых к западу шельфовых и батиальных отложений палеозойского возраста. На западе он граничит с Бельской

впадиной Предуральского прогиба, а на востоке — с метаморфическими комплексами позднего протерозоя – палеозоя Центрально-Уральского поднятия. Прогиб заполнен пермской молассой (до 6 км), под которой находятся ордовикско-каменноугольные шельфовые отложения мощностью 3–7 км. С запада он окаймлен полосой нижнепермских рифов.

Рассматриваемая структура сложена девонскими и каменноугольными преимущественно карбонатными осадками и представляет линейный карстовый адартезианский бассейн (карстовая провинция Западно-Уральской внешней зоны складчатости; см. рис. 1.4, табл. 1.1). Южнее широтного течения р. Мал. Ик этот бассейн постепенно переходит в бассейн пластовых трещинных вод в преимущественно терригенных отложениях. Протяжённость ААБ составляет ~ 350 км при ширине 5–10 км.

Зона активной трещиноватости и закарстованности контролируется древними переуглублениями русел рек (на 60–65 м относительно современных), прорезающими бассейн. Мощность её на междуречьях достигает 100 м, а в долинах < 50–60 м. Эта зона характеризуется крайне неравномерными фильтрационными свойствами пород (Кф 1–150 м/сут). С глубиной происходит неуклонное уменьшение их водопроницаемости и лишь по отдельным зонам она прослеживаются на глубину до 200–300 м.

Наиболее закарстованы и водоносны карбонатные толщи визейского и серпуховского ярусов карбона, франского и фаменского ярусов девона. Одновременно отмечается общая тенденция к снижению закарстованности каменноугольных толщ от древних к более молодым, а девонских, наоборот, от молодых к более древним, в соответствии с изменением глинистости и кремнистости карбонатных пород.

Условия питания, движения и разгрузки трещинно-карстовых вод ААБ определяются спецификой геолого-тектонической и ландшафтно-климатической обстановки, контролирующей развитие трещиноватости и закарстованности карбонатных пород. Формирование подземных вод происходит в основном за счёт инфильтрации и инфлюации выпадающих атмосферных осадков по отдельным зонам и очагам интенсивной трещиноватости и закарстованности. В питании трещинно-карстовых вод значительную роль также играет поглощение поверхностных водотоков, которые формируются как в самом бассейне, так и за его пределами. Доказательством этого являются многочисленные суходолы (Атыш, Ишора, Юрмаш, Семипросечный и др.). Это способствует уменьшению доли поверхностного стока и увеличению подземного (до 40–50% от суммы осадков). Кроме того, в формировании подземного стока ААБ участвуют трещинные воды, поступающие из обрамляющих с востока метаморфических комплексов Центрально-Уральского поднятия.

Движение карстовых вод происходит по трещинам и кавернам, особенно интенсивно по крупным карстовым каналам. Наибольшая концентрация подземного стока, как отмечалось, наблюдается в карбонатных толщах

нижнего карбона и верхнего девона, что обусловлено их сильной подверженностью карстовым процессам. Это доказывается выходами наиболее мощных концентрированных источников и приуроченностью подавляющего большинства крупных пещер Южного Урала (Аскинская, Кутукские, Сумган, Мурадымовские и др.) к карбонатным толщам указанного возраста.

Разгрузка трещинно-карстовых вод происходит главным образом в долинах магистральных рек (Сим, Инзер, Зилим, Нугуш, Зиган, Белая, Ик и др.) на абсолютных отметках 130–440 м в виде многочисленных источников с дебитом < 5 л/с и мощных концентрированных, часто восходящих выходов с дебитом десятки и сотни литров в секунду (Берхомут и др.).

Минерализация вод в зоне дренирования составляет 0,2–0,5 г/л при гидрокарбонатном кальциевом и магниево-кальциевом составе.

Гидрогеологические исследования под строительство Юмагузинского водохранилища позволяют более детально охарактеризовать верхние горизонты трещинно-карстовых вод девонского и каменноугольного возраста. Дебит скважин в зоне активной трещиноватости варьирует в пределах 0,15–3 л/с при понижении 1–4 м, удельный дебит — 0,1–1,5 л/с. На глубине < 100 м в зависимости от степени трещиноватости и закарстованности пород водопроницаемость изменяется в пределах 0,2–0,8–10, участками до 194 м/сут, водопроводимость — 0,1–31,5 м^2/сут, иногда в интенсивно закарстованных интервалах — до 970 м^2/сут, а уровнепроводность — 1,0–10 784 м^2/сут [Абдрахманов и др., 2008].

Трещиноватость и закарстованность пород уменьшаются с глубиной и ниже зоны интенсивной трещиноватости они становятся слабоводопроницаемыми. Более проницаемые слои известняков разделены относительно водоупорными прослоями кремней, окремнённых или глинистых разностей карбонатов. Мощность отдельных водоносных, трещиноватых и закарстованных слоёв с различной степенью взаимосвязи по зонам тектонических нарушений < 1–2 м. Ниже зоны выветривания, с глубины 50–100 м, в стометровом интервале разреза встречаются 2–4 водоносных слоя с суммарной мощностью до 10% от мощности вскрытой толщи. Дебит скважин, вскрывших эти слои, изменяется в пределах 0,16–0,95 л/с при понижении 2–8 м, удельный дебит — 0,02–0,5 л/с. Коэффициент фильтрации карбонатных слоёв составляет 0,05–0,75 м/сут, а их суммарная водопроводимость — 1,8–51,8 м^2/сут.

Химический состав вод каменноугольных и девонских отложений в зоне влияния Юмагузинского водохранилища гидрокарбонатный магниево-кальциевый, кальциево-магниевый, иногда гидрокарбонатный магниево-натриево-кальциевый и хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый. В карбонатных породах минерализация вод — 0,15 г/л, в глинисто-кремнистых (сланцах) — 0,01–0,06 г/л. В зимний меженный период в некоторых скважинах отмечено проявление вод слабовыраженного содового типа с минерализацией 0,16–0,2 г/л.

Ближе к западной окраинной зоне Западно-Уральского адартезианского бассейна находятся минеральные источники (Тереклинские, Аскынские, Ташастинский, Красноусольские), связанные с зонами дизъюнктивных нарушений в каменноугольных известняках (см. рис. 3.1, №№ 3, 4, 6). Химический состав их гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный натриевый, минерализация 1,8–3,6 г/л и более.

3.2.2. Центрально-Уральский бассейн трещинных вод

Бассейн занимает бóльшую часть горно-складчатого Урала и по геолого-структурным условиям, как указывалось, подразделяется на Башкирский, Уралтауский и Зилаирский бассейны второго порядка. Наиболее полное описание особенностей размещения подземных вод в них приведено в работе «Гидрогеология СССР, Т. 15, 1972».

Значительная часть Центрально-Уральского бассейна находится в условиях избыточного увлажнения: годовое количество атмосферных осадков (500–750 мм/год, в долинах рек Зилим, Лемеза до 1 000 мм/год), являющихся основным источником питания подземных вод зоны экзогенной трещиноватости, превышает испарение (380–400 мм/год). Количество осадков, формирующих подземный сток, составляет 120–170 мм (30–53% их годовой суммы). Наблюдается отличие в количестве осадков в зависимости от экспозиции горных хребтов. Горные хребты, расположенные в западной части Южного Урала, задерживают основную массу осадков. Кроме того, на наветренных западных склонах и вершинах гор осадков выпадает на 125–250 мм больше, чем на восточных склонах хребтов и в долинах рек [Балков, 1978]. Источником питания подземных вод также служит сгущение паров воздуха в породах зоны аэрации, однако доля конденсационных вод в общем подземном стоке зоны активной трещиноватости пока не установлена.

В условиях среднегорного, отчасти низкогорного (южные части Уралтауского и Зилаирского бассейнов) расчленённого рельефа пути перемещения инфильтрогенных вод в горных породах невелики (сотни метров – километры). Уровень вод в сглаженном виде повторяет формы рельефа. Направление движения их зависит также и от структурного фактора. Скорость движения вод, по мере уменьшения крутизны склонов и связанной с ней величины гидравлического градиента, снижается от десятков метров до метров в сутки. Максимальна она (*n* км/сут) в закарстованных известняках. Исходя из этого, время продвижения подземных вод в трещинных системах от мест питания до зон разгрузки не превышает года. Наибольшая концентрация подземного стока происходит в карбонатных коллекторах внутриструктурных карстовых бассейнов, как обладающих наиболее высокими фильтрационными свойствами и к тому же дренирующих окружающие некарстующиеся толщи.

Башкирский бассейн трещинных вод тектонически соответствует одноименному мегантиклинорию, сложенному рифейско-вендскими комплексами. В зоне гипергенеза выделяются две группы метаморфических образований, возникших из исходных осадочных пород и различающихся по условиям формирования подземных вод: 1) терригенных — различные сланцы, алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, кварциты и др. и 2) карбонатных — перекристаллизованные и мраморизованные известняки и доломиты.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости ашинской серии венда (*Vaš*) связаны с неравномерно переслаивающимися полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с отдельными толщами конгломератов, развитыми западнее хр. Авдырзак, Алатау, Калу и др. Эти образования на западе Башкирского мегантиклинория контактируют непосредственно с Западно-Уральским ААБ и участвуют в формировании его подземного стока.

Аргиллиты и глинистые сланцы разбиты сетью трещин и водоносны на глубину около 30 м, алевролиты и песчаники — до 40–70 м, конгломераты — до 150 м. В местах развития песчаников и конгломератов (хр. Карибужин, Кибиз, Такан и др.) глубина залегания вод достигает 70 м. В понижениях, где развиты в основном алевролиты и аргиллиты, глубина залегания вод < 15 м.

На площади развития равномерно переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих толщи конгломератов, отмечены нисходящие рассредоточенные (до 100 м) источники вдоль русла эрозионной сети с дебитом от 0,05 до 1 л/с. Источники с дебитом от 3–20 л/с встречаются в бассейнах рек Бол. Ряузяк, Мал. Ряузяк и Сиказа.

Минерализация вод чаще составляет 0,02–0,06 г/л, жёсткость до 2 ммоль/л; воды гидрокарбонатно-хлоридные с переменным катионным составом.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости верхнего рифея в инзерской (RF_3in), катавской (RF_3kt) и зильмердакской (RF_3zl) свитах развиты в основном в терригенных образованиях, а в укской (RF_3uk), миньярской (RF_3mn) и катавской (RF_3kt) свитах — в карбонатных породах.

Подземные воды в терригенных образованиях (песчаники, алевролиты, аргиллиты, песчано-глинистые, глинистые сланцы и др.) развиты на глубине 80–100 м и более. На гребнях хребтов Калу, Баштан, Ардакты, Алатау, Бирьян, Зильмердак, Сухие горы, Белягуш и др. воды залегают на глубине <100 м, на сглаженных водоразделах — на глубине < 20–50 м, в нижних частях склонов и в понижениях между грядами — < 15 м. Крутые и обрывистые участки склонов лишены подземных вод. Дебит нисходящих источников изменяется от 0,05 до 0,6 л/с. На гребнях хр. Калу, Баштан, Ардакты и др. зафиксированы источники с дебитом < 1 л/с, выходящие из песчаников на контакте с алевролитово-аргиллитовыми пачками, а на хр. Алатау из-

вестны источники с дебитом 5–7 л/с. Вблизи разломов, по которым контактируют породы ашинской серии венда и зильмердакской свиты рифея, отмечены выходы рассредоточенных источников с дебитом < 17 л/с.

В пределах западных частей хр. Бирьян и Зильмердак, юго-западного окончания хр. Сухих гор и восточной части хр. Белягуш отмечаются многочисленные безнапорные источники в нижних частях склонов или в седловинах. Они обычно сосредоточенные, с дебитом 0,06–7, чаще около 1 л/с, выходят из-под глыб песчаников в виде стремительных струй или потоков. Модули стока, составляющие для реч. Быстрая 13 л/с×км^2 и ручья на склоне хр. Сухих гор 25 л/с×км^2, намного выше, чем для других толщ протерозоя. Это является следствием интенсивного питания горизонта атмосферными осадками, которые поглощаются открытыми трещинами в песчаниках или инфильтруются через глыбово-щебнистый элювио-делювий.

Воды ультрапресные (0,03–0,1 г/л), в их анионном составе преобладает HCO_3^- (50–73%), содержание SO_4^{2-} и Cl^- обычно < 20%. Из катионов на первом месте находится Na^+ (45–60%); Ca^{2+} и Mg^{2+}, как правило, содержатся в равных количествах.

Обводненность карбонатных пород характеризуется выходами источников от 0,1 до 112 л/с. Четкой зависимости дебита от условий залегания пород не отмечается. Во многих случаях при выходах пород в сводах антиклиналей источники отсутствуют или имеют дебит < 1 л/с. На крыльях складок дебиты источников достигают 3–5 л/с, а при групповых выходах — 17 л/с. В синклиналях образуются трещинно-карстовые бассейны. Дебиты источников здесь очень разнообразны. На левом берегу р. Инзер на контакте с подстилающими песчаниками инзерской свиты, с превышением 1 м над рекой, выходит источник с дебитом 100 л/с. В засушливое время источники почти полностью пересыхают, а во время дождей их дебит сильно увеличивается. Минерализация вод изменяется в пределах 0,2–0,4 г/л, общая жёсткость обычно < 6 ммоль/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-магниевый.

В среднем рифее (авзянская, зигальгинская, зигазино-комаровская и машакская свиты) выделяется несколько гидростратиграфических подразделений.

Авзянский водоносный комплекс (RF_2av) сложен разнослоистыми карбонатами и сланцами слюдисто-хлорито-кварцевого состава. Наиболее полно изучена водоносность доломитов реветской подсвиты. Они трещиноваты и закарстованы до глубины 200 м и более, заключают безнапорные воды, залегающие на глубине < 40 м. В бассейнах рек Зилим, Зигаза, Тюльмень дебит источников изменяется от 5,6 до 15 л/с. В бассейнах р. Мал. и Бол. Инзер, Зилим, Бол. Авзян имеются выходы подземных вод с дебитом 0,25–10 л/с. Минерализация вод составляет 0,2–0,3 г/л, состав — гидрокарбонатный кальциево-магниевый.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости зигальгинской свиты (RF_2zg) распространены на гребнях хр. Зигальга, Нары, Кумардак, Инзерские зубчатки, Караташ, Карагас, Маярдак, Юрматау, Базал, вершинах гор Ямантау, Иремель и др., сложенных кварцитами и кварцитовидными песчаниками. Спецификой гидрогеологических условий является полное отсутствие источников на самих гребнях и обилие в основании вдоль контакта свиты с перекрывающими и подстилающими сланцевыми толщами, развитыми на склонах хребтов. Воды движутся от осей гребней вниз, где разгружаются в виде многочисленных источников. Дебит их, 0,1–20 л/с, резко изменяется в зависимости от величины питания за счёт осадков. Вдоль контактов со сланцами наблюдаются зоны повышенной водообильности.

Минерализация вод обычно составляет 0,03–0,05, реже 0,07–0,1 г/л. Из анионов обычно преобладает HCO_3^- (45–70%), а из катионов Na^+ (46–84%) или Ca^{2+} (34–53%).

Подземные воды зоны региональной трещиноватости зигазино-комаровской свиты (RF_2zk) распространены на склонах среднегорных хр. Зигальга, Нары, Машак, Кумардак, сложенных кварцевыми песчаниками, реже алевролитами и глинистыми сланцами, часто углеродистыми, включающими прослои и линзы карбонатных пород (обычно доломитов). Водопроводящие трещины в сланцах и алевролитах проникают на глубину до 35–45 м, в кварцитовидных песчаниках, кварцитах и слюдистых кварцитах, развитых на небольших участках,— до 50–70 м. У контактов с карбонатными породами или вблизи разломов мощность трещиноватой зоны в сланцах увеличивается до 80 м и более.

Подземные воды содержатся как в самих коренных породах, так и в проницаемых разностях элювио-делювия, но распределение их по площади неравномерное. Элювиально-делювиальные отложения образуют почти сплошной покров и представлены суглинками и глинами с примесью или прослоями обломков и глыб кварцитов. На ровных склонах мощность их изменяется от 10 до 85 м, на всхолмлённых поверхностях — от 0 до 12 м. В основании элювио-делювия во многих местах отмечается «базальный слой» глыб мощностью < 10 м. Воды зоны трещиноватости проявляются в виде рассредоточенных нисходящих источников с дебитом 0,01–1, чаще 0,1–0,3 л/с. На ровных склонах хребтов, гребни которых сложены кварцитами зигальгинской свиты, в теплый период года наблюдается сплошной поток вод. Образование этих концентрированных потоков связано с интенсивной разгрузкой трещинно-грунтовых вод из кварцитов зигальгинской свиты на контакте со сланцевыми толщами, слагающими склоны. Минерализация и химический состав вод аналогичны описанным выше для зигальгинской свиты.

Подземные воды зоны трещиноватости машакской свиты ($RF_2mš$) развиты на западном гребне хр. Машак. Здесь большая часть свиты сложена кварцитовидными и филлитизированными песчаниками, конгломератами,

алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами (с линзами метабазальтов и риолитов), для которых характерны те же особенности водоносности, что и для пород зигальгинской свиты восточного гребня хребта. Дебит источников не превышает десятых долей литра в секунду (в районе Кызыл-Ташского месторождения из амфиболитов дебит составлял 0,1 л/с в течение всего года). Модуль источникового стока колеблется в широких пределах: от 1,0 до 13 л/с×км^2. Минерализация вод составляет 0,02–0,4 г/л при сложном гидрокарбонатном, сульфатно-гидрокарбонатном, иногда хлоридно-гидрокарбонатном, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатном, сульфатно-хлоридном кальциево-натриевом, магниево-натриевом, магниево-натриево-кальциевом составе.

Обводнённость бурзянской серии нижнего рифея (юшинская $RF_1 j\check{s}$, бакальская $RF_1 bk$, суранская $RF_1 sr$ и большеинзерская $RF_1 bin$ свиты) связана с маломощными слоями песчаников, кварцевых и полевошпат-кварцевых алевролитов, глинистых, углисто-глинистых, серицито-кварцево-глинистых, известково-глинистых сланцев среди карбонатных пород. Они распространены на склонах среднегорных хребтов.

Водопроводящие трещины в кварцито-слюдистых и графитисто-кварцевых сланцах распространены до глубины 35–40 м. На площади развития слюдяных, хлорито-слюдисто-графитистых, кремнисто-графитистых, кремнисто-глинистых и других сланцев имеются выходы рассредоточенных источников из-под щебнисто-глинистого элювио-делювия с дебитом $<0{,}5$ л/с. Подземные воды имеют минерализацию $<0{,}1$ г/л, химический состав — гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый.

Пластовые трещинно-карстовые воды связаны с карбонатными толщами позднего протерозоя (юшинская, суранская, авзянская, катавская, миньярская, укская свиты), которые образуют обособленные внутриструктурные карстовые бассейны в пределах Центрально-Уральской карстовой провинции (см. рис. 1.4). Общими чертами для них являются: приуроченность к межгорным понижениям; участие в формировании вод не только атмосферных осадков, но и поглощение поверхностных водотоков и перетоков из окружающих ГМм; высокий модуль подземного стока, в 3–4 раза превышающий фоновый (1–2 л/с×км^2).

По геолого-тектоническим и геоморфологическим условиям выделяются несколько групп карстовых бассейнов: Зилимо-Шишенякский (длина бассейна 2–80, ширина 5–15 км), Инзерско-Нугушский (20–3×1–2 км), Бакало-Зигазинский, Тараташско-Ямантауский и Иремельско-Малиногорский (20–50×2–5 км) и др. [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002].

Зилимо-Шишенякская группа находится в пределах Алатауского антиклинория и приурочена к карбонатным породам миньярской и катавской свит, залегающим преимущественно в ядрах осложняющих структур. В этих условиях активная трещиноватость и закарстованность известняков и доломитов (многочисленные воронки, пещеры, каверны и пустоты) благо-

приятствуют интенсивному поглощению не только атмосферных осадков, но и поверхностных водотоков, а следовательно, накоплению значительных ресурсов карстовых вод (источники от 5 до 100 л/с и более). Наиболее многодебитные выходы связаны с зонами тектонических нарушений и с карбонатами миньярской свиты.

Песчаники и глинистые сланцы инзерской и зильмердакской свит, являясь относительными водоупорами, создают условия для разобщения толщи на отдельные горизонты, имеющие напорный характер.

Инзерско-Нугушская группа карстовых бассейнов, сложенных миньярскими и катавскими карбонатными породами рифея, находится в Инзерском синклинории. По условиям формирования, движения и разгрузки подземных вод близка к вышеописанной группе. Разгрузка вод происходит в основном в долине р. Инзер, часто в виде крупных сосредоточенных (до 100 л/с) выходов (источник «Холодный» у д. Усман-Гали). Более водоносными являются миньярские известняки.

Бакало-Зигазинская группа карстовых бассейнов находится в одноимённом межгорном понижении, в западной части Ямантауского антиклинория. Трещинно-карстовые воды приурочены главным образом к карбонатам авзянской свиты. Известняки и доломиты сильно трещиноваты и закарстованы. В них встречаются полости размером 3–11 м (Туканское месторождение). По отдельным зонам закарстованность проникает до глубины 200 м (Верхне-Аршинское месторождение). При этом поверхностные карстопроявления редки.

С доломитами реветской подсвиты связан ряд линейно-вытянутых бассейнов карстовых вод, которые глубоко (80–100 м) залегают на междуречьях и разгружаются по долинам рек в виде концентрированных источников с дебитом 2–10 л/с. При проходке шахт на Верхне-Аршинском месторождении водоприток составлял 2,0–6,3 л/с. Он изменялся в зависимости от количества атмосферных осадков. Коэффициент фильтрации доломитов на этом участке варьирует от 1,7 до 32,5 м/сут. Амплитуда колебания уровней карстовых вод в доломитах изменяется от 3 до 8 и даже 50 м.

Наличие сланцев, разделяющих карбонаты, в условиях складчатости ведёт к образованию напорного режима в карстовых бассейнах. Напор вод возрастает с глубиной. Закарстованность и водоносность карбонатных толщ наибольшая вдоль тектонических нарушений. Приуроченные к пониженным частям рельефа карбонатные породы являются хорошими аккумуляторами подземного стока.

Тараташско-Ямантауская группа карстовых бассейнов распространена в межгорных понижениях в пределах одноимённых антиклинориев. Водовмещающими являются толсто- и среднеслоистые известняки и доломиты миньярской и катавской свит, которые залегают в сводах антиклиналей или зажаты среди сланцевых и песчаниковых толщ в виде блоков. В них имеются все условия для образования обособленных (внутриструк-

турных) карстовых бассейнов. Всего их насчитывается около 20. Наиболее крупные имеют длину 20–50 км при ширине 2–5 км. Длина мелких (их около 10) < 1 км.

Известняки и доломиты, зажатые в виде узких полос среди песчаников, сланцев и кварцитов, являются аккумуляторами и своеобразными каналами концентрированного стока трещинно-карстовых вод. Общее направление стока соответствует простиранию пластов в сторону крупных дренирующих систем, по долинам которых в основании склонов хребтов наблюдаются концентрированные источники (в долинах рек Багарышта, Лапышта, Мал. Нугуш и др.). Дебит их 0,25–15 л/с.

В бассейнах рек Бол. Сюрюнзяк, Буганак, Нура к известнякам и доломитам приурочен ряд мелких карстовых бассейнов. Наиболее изучен небольшой Кзыл-Ташский бассейн. Карстовые воды в основном безнапорные и залегают на глубине 1–30 м, а в закарстованных зонах — до 40 м со слабым напором. Коэффициент фильтрации пород изменяется от 0,0013 до 21 м/сут, удельный дебит скважин 0,001–11 л/с. Наиболее обводнены зоны тектонических нарушений (до 100 л/с). Средний уклон потока карстовых вод составляет 0,013. Величина модуля подземного стока — 2,8 л/с×км^2 (среднегодовая — 6,18 л/с×км^2). Амплитуда колебания уровней < 0,6–0,9 м; в области питания она достигает 2–3 м.

Естественная разгрузка вод описываемых бассейнов происходит в виде концентрированных выходов (в долине р. Айгир, у дд. Кузгун-Ахмерово, Азикеево и др.) с дебитом от 1 до 20–30 л/с.

Уралтауский бассейн трещинных вод отвечает одноимённому мегантиклинорию, сложенному в ядре максютовским эклогит-глаукофан-сланцевым метаморфическим комплексом, а в западной части структуры — кварцито-сланцами суванякского комплекса верхнего протерозоя–нижнего палеозоя. Все эти породы с поверхности трещиноваты, но мощность зоны с водопроводящими трещинами в них различная. По данным наблюдений за циркуляцией промывочной жидкости и выходом керна при бурении картировочных и геолого-поисковых скважин, водопроводящие трещины в кварцитах, кварцитовидных песчаниках и конгломератах отмечены до глубины 75–100 м, в сланцах кварцево-слюдистого и графитисто-кварцевого состава — до 35–40 м, в тальковых и мусковито-хлоритовых сланцах — до 25 м.

Мощность и состав элювио-делювия также различны. Отдельные выступы и обрывы на севере хр. Уралтау окаймлены небольшими осыпями и россыпями щебня и глыб мощностью < 10 м. Сглаженные участки водоразделов обычно покрыты щебнисто-суглинистым материалом мощностью 0,1–7 м. В пределах выровненных участков хр. Уралтау местами сохранилась кора выветривания до 30 м, представленная каолинизированной глиной или мелкозернистым песком. На ровных нерасчленённых продольных склонах долин и гор в щебнисто-глинистом чехле (< 60 м) имеются прослои глыб и щебня мощностью от 0,5–2 до 6–8, иногда до 13 м.

Количество и мощность прослоев щебня и глыб к основанию склонов уменьшаются. На склонах поперечных четковидных долин элювио-делювий представлен глинисто-хрящеватым или щебнисто-глинистым материалом мощностью < 20 м. Почти всегда при мощности элювио-делювия > 5 м в основании его отмечается «базальный слой», состоящий из обломков или глыб, залегающий на скальных породах или на коре выветривания. Кора выветривания на склонах представлена алеврито-пелитовым материалом мощностью 3–40 м, а в зонах разломов — до 130 м и, возможно, более.

Подземные воды развиты повсеместно, за исключением участков крутых и обрывистых склонов. В местах, где на трещиноватых породах непосредственно залегает глыбово-щебнистый элювио-делювий, воды в них взаимосвязаны. На участках развития глинистой коры выветривания или переслаивающихся глыбово-щебнистых и глинистых разностей элювио-делювия горизонт разделяется на несколько слоев.

В приводораздельной полосе хр. Уралтау и на выровненных водоразделах породы обводнены лишь в зоне трещиноватости пород: до 80 м — на вершинах и до 40 м — в седловинах. Мощность обводнённой трещиноватой зоны в пределах хребта составляет 10–30 м, на плато — до 50 м. По склонам хр. Уралтау в пределах поперечных водоразделов глубина залегания вод в хлорито-слюдистых и других мягких сланцах колеблется от 1,5 до 15 м, в более устойчивых породах она может достигать 30 м. При сильной расчлененности рельефа глубина вскрытия воды возрастает до 38 м (Кирябинское месторождение талька). Мощность водосодержащей зоны здесь колеблется от 10 до 40 м. Аналогичные условия характерны и для склонов поперечных долин. На склонах продольных долин вода вскрывается на глубине от 2–8 до 20–30 м. При многослойности элювио-делювия и наличии коры выветривания не исключается вскрытие нескольких уровней вод на разной глубине. В «базальном слое» элювио-делювия и в зоне трещиноватости пород под корой выветривания встречаются напорные самоизливающиеся воды. Глубокое (до 130 м) залегание напорных вод возможно под корой выветривания в зонах разломов.

Источники, выходящие преимущественно из-под обломков элювио-делювия или непосредственно из трещин в породах, имеют дебит 0,01–12 л/с. Более обводнены кварциты, песчаники, конгломераты и слюдяно-кварцевые сланцы. Когда эти породы имеют большую мощность и слагают массивные гряды (водораздельная часть хр. Уралтау и др.), воды разгружаются на контакте с окружающими сланцевыми толщами в виде источников, часто восходящих, с дебитом до 12 л/с. В условиях невысоких гряд они выходят в местах пересечения контакта этих пород с верховьями мелких речек. В верховье р. Бол. Ик вдоль контактов кварцитовидных песчаников верхнего протерозоя прослеживаются преимущественно восходящие источники с дебитом < 4,5 л/с. Местами подземные воды образуют небольшие заболоченности, дающие начало речкам.

Дебит скважин в зависимости от состава пород и степени их трещиноватости составляет 0,4, 0,9 и 1,4 л/с при понижении соответственно 7,7, 2,5 и 5 м. Гидравлический уклон колеблется от 0,01 до 0,04.

Для вод метаморфических пород верхнего протерозоя—нижнего палеозоя характерна пестрота минерализации и состава. В пределах хр. Уралтау минерализация обычно составляет 0,04–0,07 г/л, в единичных случаях повышается до 0,2 г/л. Из анионов преобладают HCO_3^- и SO_4^{2-}, редко Cl^-, из катионов — Ca^{2+}, но часто на первом месте находится Na^+, содержание которого иногда достигает 86%. В южной части структуры появляется тенденция к увеличению минерализации вод до 0,2–0,4 г/л при сохранении примерно тех же соотношений между анионами. Из катионов здесь почти всегда на первом месте находится Ca^{2+}, а содержание Mg^{2+} и Na^+ изменяется от 2–10 до 30–40%. Во многих случаях в водах отмечается примерно равное соотношение между анионами и катионами. В скважинах минерализация вод обычно несколько выше, чем в источниках.

Зилаирский бассейн трещинных вод представляет глубокий (до 6 км) прогиб, заполненный граувакковым флишем (полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты) позднефранско-фаменского возраста (зилаирская свита D_3zl). На западном крыле структуры флиш залегает на девонских и каменноугольных шельфовых известняках, а на восточном — на кремнистых сланцах. Западное крыло осложнено складками и надвигами. Вдоль западного борта мегасинклинория, в Тирлянской и Белорецкой мульдах выделяются водоносные комплексы девона и силура, приуроченные к карбонатным породам с прослоями песчаников и глинистых сланцев. В Юрюзанской мульде, расположенной в западном борту мегасинклинория, водоносны трещиноватые кварцевые песчаники с линзами конгломератов, алевролитов и сланцев. В северной (массив Крака) и южной (Сакмарская площадь) частях этой структуры широко развиты ультраосновные породы.

Отложения флишевой формации собраны в мелкие складки и разбиты частыми трещинами кливажа, а в приповерхностной части распространены трещины выветривания. Водопроводящие трещины в породах развиты до глубины 50–60 м. Подземные воды фиксируются во всей трещиноватой зоне, местами они содержатся и в прерывисто распространенном щебнисто-суглинистом элювио-делювии мощностью 5–7 м, редко в верховьях долин до 20 м. Воды безнапорные. Глубина залегания их на водоразделах обычно составляет 5–10 м, в верховьях долин — 10–20 м, а вблизи крутых склонов долин и при сильной расчленённости рельефа достигает 50 м. Здесь почти вся трещиноватая зона пород сдренирована. На поверхности во́ды зоны трещиноватости проявляются многочисленными источниками и мелкими заболоченностями. Источники нисходящие, большей частью рассредоточенные вдоль русел, выходят преимущественно из-под щебнисто-суглинистого элювио-делювия, редко из трещин

пород. Дебит их изменяется от 0,01 до 9 л/с, но преобладает 0,1–0,3 л/с. Дебит скважин в районе с. Зилаир составляет 2,5 л/с при понижении 33 м, 0,36 л/с при понижении 6 м. Примерно такие же данные о водообильности пород получены на других участках.

Направление движения вод совпадает с уклоном Зилаирского плато. Разгружаясь по периферии междолинных пространств в виде источников и заболоченностей, они дают начало многочисленным мелким ручьям, расход которых в верхних выположенных частях долин постепенно увеличивается вниз по течению. На отрезках долин с крутыми склонами, местами происходит постепенная потеря воды вплоть до полного поглощения её аллювиальными отложениями (в бассейне речки Рязь полностью поглощается ручей Уткаль с расходом 43 л/с).

Минерализация источников < 0,1 г/л, и только вдоль западной и южной окраин Зилаирского плато достигает 0,3 г/л. В водах скважин она колеблется от 0,1 до 1 г/л (с. Зилаир). Состав вод обычно гидрокарбонатный кальциевый, во многих случаях смешанный по анионам или по катионам. Общая жёсткость до 5 ммоль/л, но при минерализации ~ 1 г/л она достигает 15 ммоль/л.

Карбонатные отложения силура и девона (*S*+*D*) Зилаирского мегасинклинория образуют водоносные комплексы вдоль его западного борта, в Тирлянской, Белорецкой и Юрюзанской мульдах. Полнота разреза, состав и мощность отложений в этих районах непостоянны. Водоносными являются карбонатные породы и в небольшой степени песчаники, а водоупорными — глинистые сланцы (рис. 3.2).

Последние на участках широкого развития на поверхности (сланцы нижнего силура) при выположенном рельефе также иногда содержат воды в зоне региональной трещиноватости, однако водообильность этих пород ничтожна. Карбонатные породы трещиноваты и закарстованы (Юрюзанский, Тирлянский, Белорецкий карстовые бассейны). Для них характерны внутрислойные и секущие трещины. Первые в толстослоистых известняках наблюдаются через 0,5–1,5 м, как правило, полые и раскрыты в обнажениях от 1–2 мм до 1–5 см. В средне- и тонкослоистых известняках эти трещины встречаются чаще, но раскрыты они обычно на 1–3 мм, редко до 1 см, а местами сомкнуты, заполнены рыхлым материалом или выполнены кальцитом (редко кварцем). Внутрислойные трещины ориентированы по простиранию и падению пород. Секущие трещины более открыты и по направлению совпадают с внутрислойными или близки к ним. Местами крутопадающие внутрислойные и секущие трещины группируются на небольшом протяжении (до 1,5 км) в зоны трещиноватости (система трещин СЗ 270–280° и 340–350°). Поверхностные карстопроявления в выположенных днищах депрессий не имеют широкого развития, но нередко устанавливаются карманообразные углубления (от 5–12 м в Белорецкой депрессии до 70 м в Тирлянской), выполненные песчано-глинистыми отложениями палеогена и неогена.

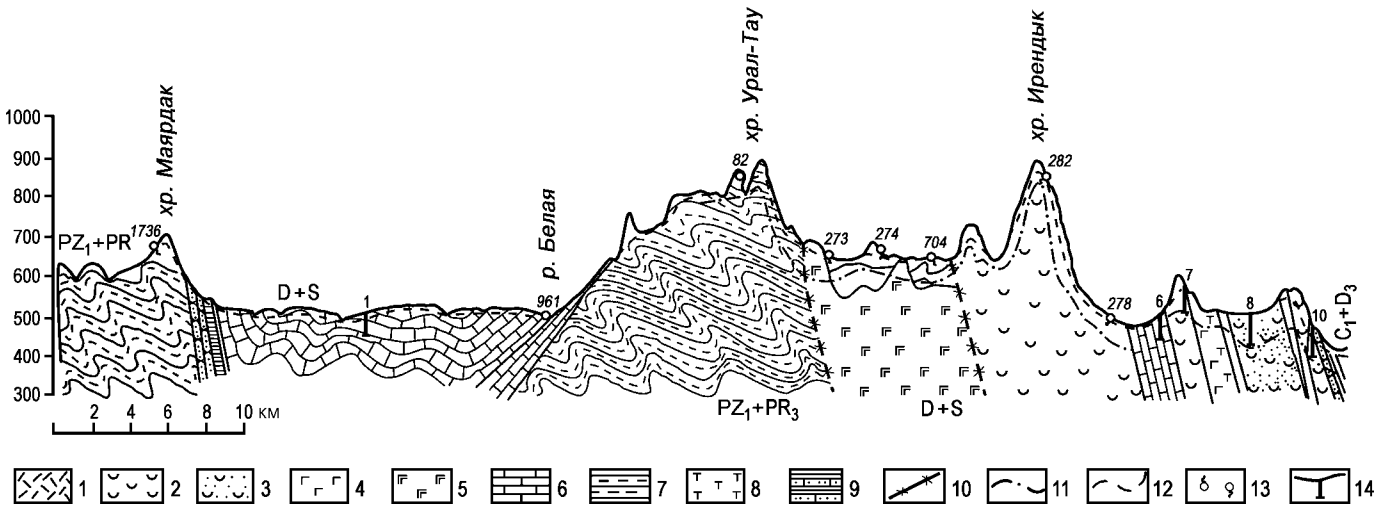


Рис. 3.2. Гидрогеологический разрез (см. рис. 3.1, № 4) восточной части бассейна трещинных вод складчатого Урала с Белорецким карстовым бассейном (по Н.Н. Толстуновой [1964 г.])

Условные обозначения: 1–8 — водоносные породы: 1 — вулканогенные среднего состава, 2–3 — туфы, 4 — лавы основного состава, 5 — ультраосновные, 6 — известняки, 7 — кристаллические сланцы, 8 — кремнистые сланцы, яшмы, туффиты; 9 — переслаивание песчаников и глинистых сланцев; 10 — водоносные разломы; 11 — границы зоны активной трещиноватости; 12 — уровень подземных вод; 13 — источники: нисходящие и восходящие; 14 — скважины

Дебит источников сильно колеблется и зависит от характера слоистости известняков, влияющей на их трещиноватость. В Тирлянской депрессии дебит источников, выходящих из нижнедевонских массивных известняков, составляет 6–15, очень редко снижается до 0,5 л/с, из разнослоистых известняков среднего девона — от 1 до 5, иногда до 10 л/с, из тонкослоистых известняков силура — <1,7 л/с. В Белорецкой депрессии южнее с. Ломовка на правом берегу р. Белая дебит источника из нижнедевонских известняков равен 86 л/с, а удельный дебит скважины на левом склоне долины р. Буганак — 2,4 л/с при коэффициенте фильтрации пород 4 м/сут. Скважины на Пугачевском месторождении и восточнее г. Белорецк, вскрывшие воды в этих известняках, но с песчано-глинистым заполнителем карстовых полостей, имели удельный дебит от 0,001 до 0,08 л/с. Дебит источников, выходящих из толстослоистых известняков франского яруса и среднего девона, составляет 0,5–5 л/с. Дебит скважины на левом склоне долины р. Белой в хут. Новобельский равен 2 л/с при понижении 0,8 м, коэффициент фильтрации пород 5 м/сут. Дебит источников по левому берегу р. Белая ниже устья р. Рязь, выходящих из среднеслоистых известняков среднего девона, изменяется от 1 до 5 л/с. Они часто прослеживаются почти непрерывно на 100–200 м, их суммарный дебит до 100 л/с. По правому берегу р. Белая, ниже устья р. Буганак, где развиты преимущественно тонкослоистые известняки низов среднего девона, дебит одиночных источников не превышает 6 л/с, а групповых (на протяжении 150–200 м) — 10–15 л/с. Аналогичны источники, выходящие из силурийских известняков в окрестностях г. Белорецк.

Вдоль западного борта Зилаирского мегасинклинория от с. Нижне-Серменево до с. Мурадымово водоносный комплекс прорезан глубокими долинами р. Белой или её притоков, а также рек Мал. и Бол. Ик. Глубина залегания вод на участках обнажения известняков нижнего девона, часто образующих отвесные обрывы вдоль р. Белой, достигает 80–100 м, а в пределах площади развития других пород — 50–70 м. На уровне рек отмечены сосредоточенные источники, выходящие из нижнедевонских известняков с дебитом до 8,8 л/с, из толстослоистых известняков франского яруса с дебитом 0,5–125 л/с, из карбонатных пород силура — <1,5 л/с. Минерализация вод — 0,2–0,4 г/л, состав — гидрокарбонатный кальциевый, общая жёсткость — 2–5 ммоль/л.

3.2.3. Магнитогорский бассейн трещинных вод

Сложные гидрогеологические условия Магнитогорского бассейна трещинных вод (см. рис. 3.1), расположенного на восточном склоне Южного Урала, обусловлены разнообразием вещественного состава магматических, метаморфических и осадочных пород, различной степенью их тектонической дислоцированности и трещиноватости, своеобразием условий

питания, движения и разгрузки подземных вод. Для этого бассейна характерно широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований: эффузивов, туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и др. Преимущественным развитием в бассейне пользуются регионально-трещинные и трещинно-жильные воды в ГМм и ГМи, соответствующих выходам на поверхность кислых (граниты, гранито-гнейсы), средних (диориты, андезиты, порфириты), основных (базальты, диабазы) и ультраосновных (перидотиты, пироксениты, серпентиниты) пород. Скопления вод трещинного типа свойственны также гидрогеологическим интермассивам (ГИМ) и адмассивам (ГАМ), сложенным вулканогенно-осадочными и осадочными толщами силура, девона и карбона.

В Магнитогорском бассейне по условиям залегания подземных вод в различных литолого-стратиграфических комплексах выделяются: подземные воды зоны региональной трещиноватости вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород силура, девона и нижнего карбона; визейско-намюрский (кизильский) водоносный горизонт нижнего карбона; московский (уртазымский) водоносный комплекс среднего карбона; воды спорадического распространения нижне-среднеюрских отложений.

Подземные воды зоны региональной трещиноватости вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород развиты в берёзовской и нижней части кизильской свит нижнего карбона ($C_1t–v$), в зилаирской (D_3zl), колтубанской (D_3kt), улутауской ($D_{2–3}ul$), карамалыташской (D_2kr), ирендыкской ($D_{1–2}ir$) и баймак-бурибайской (D_1bb) свитах девона, а также в силурийских образованиях (см. рис. 3.1).

Подземные воды зоны региональной трещиноватости берёзовской свиты (бассейн р. Бол. Уртазымка) и нижней части кизильской свиты (междуречье Янгельки – Урала) заключены в диабазовых порфиритах и их туфах, кварцсодержащих порофиритах, диабазах, палеобазальтах. Мощность зоны региональной трещиноватости 30–80 м. Воды вскрываются на глубине 6–30 м. Водообильность неравномерная, наибольшая там, где эффузивные образования контактируют с известняками, а также в зонах разломов. Дебит скважин, вскрывших воды на придолинных участках в порфиритах и диабазах, изменяется в пределах 0,6–1,3 л/с при понижении 0,7–3,3 м, а в тех же породах в верхней части междуречья скважины практически безводны. Минерализация вод составляет 0,8–2,0 г/л, состав их хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый и натриевый.

Вулканогенные образования девона – силура представлены эффузивами и пирокластами основного, среднего и кислого состава, а осадочные — кремнистыми породами и известняками. Все породы сильно дислоцированы и в значительной степени изменены. Многообразие петрографического состава пород в совокупности с меняющимися геоструктурными и геоморфологическими условиями определяет различную степень их трещинова-

тости и, как следствие, водоносности. По интенсивности трещиноватости породы разделяются на несколько групп [Гидрогеология ..., 1972].

В первую группу выделены полнокристаллические разности пироксен-плагиоклазовых и плагиоклаз-роговообманковых порфиритов. Они развиты преимущественно в центральной зоне системы хребтов Ирендык–Крыкты и слагают отдельные хребты восточных предгорий. Эти образования разбиты системами трещин, дающих разнообразные формы отдельности. Наиболее часто встречаются вертикальные трещины субмеридионального простирания и горизонтальные, частота которых изменяется от 0,7–1,5 до 5–10 м. Меньшую частоту имеют круто- и пологонаклонные трещины северо-западного простирания. На возвышенных участках мощность трещиноватой зоны < 30–40 м.

Вторая группа объединяет изверженные породы колтубанской, улутауской, карамалыташской и баймак-бурибайской свит, слагающие склоны и центральную часть (южнее г. Баймак) системы хребтов Ирендык–Крыкты и их восточные предгорья. Породы этой группы более трещиноваты, чем первой. Наиболее сильно раздроблены кварсодержащие породы (риодациты, кварцевые порфириты). В бортах Учалинского карьера в диабазах установлены крутопадающие (>45°) трещины субмеридионального и субширотного простираний. Глубина проникновения водопроводящих трещин составляет 80–100 м.

Третью группу составляют кремнистые породы: яшмы, яшмовидные кремнистые туффиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы колтубанской, карамалыташской и ирендыкской свит, в которых трещины проникают на глубину до 300 м [Буданов, 1964].

Различная интенсивность и глубина распространения водопроводящих трещин в выделенных группах пород, наличие и состав элювиально-делювиальных отложений и коры выветривания, а также рельеф влияют на мощность и водообильность зоны трещиноватости. В пределах выровненной водораздельной поверхности системы хребтов Ирендык–Крыкты воды на платообразных участках проявляются в виде источников с дебитом < 0,2 л/с. Крутые и обрывистые участки склонов хребтов, а также прорезающих их долин рек и ручьев характеризуются преобладанием поверхностного стока и практическим отсутствием подземного. Поэтому уровень подземных вод на выровненных водораздельных участках хребтов оторван от уровня вод в породах окружающих предгорий. Водораздельные части хребтов и крутые склоны служат водосбором, откуда воды стекают в пределы делювиальных шлейфов и межгорных понижений, где почти полностью поглощаются.

Глубина залегания вод изменяется от 1–15 м на пологих склонах, покрытых преимущественно щебнистым элювио-делювием, до 30–50 м на грядах, сложенных кремнистыми породами. В межхребтовых понижениях воды вскрываются под глинистым элювио-делювием или (реже) под

корой выветривания и обладают напором < 20–30 м, а иногда самоизливаются. О водообильности пород можно судить по многочисленным источникам, ~60% которых имеют дебит < 0,5 л/с, а остальные — 0,5–2,5 л/с, редко более. Малодебитные источники характерны в основном для пород первой, частично второй групп (диабазы, спилиты, диабазовые порфириты и сильно изменённые кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые породы), а большедебитные — для пород третьей группы, а также для кварцсодержащих эффузивов второй группы. Дебит источников из неизменённых кварцсодержащих пород (риодациты, кварцевые порфириты, кремнистые туффиты и др.) обычно на 40–50% (редко в 2 раза) больше, чем из вышеперечисленных пород первой и второй групп. Эта же закономерность в водообильности пород устанавливается по скважинам и горным выработкам на медноколчеданных и марганцевых месторождениях.

В Учалинском карьере до глубины 80–100 м средневзвешенный удельный дебит скважин и коэффициент фильтрации составляют для пород первой группы соответственно до 0,13 л/с и 22 м/сут, второй — 0,14–0,26 л/с и 0,32–0,58 м/сут. Водоприток в дренажную систему (длиной 530 м на глубине 130 м) западной части карьера, пройденную на 83% по диабазам, составлял 55 $м^3$/ч. Из них 50 $м^3$/ч поступало из зоны дробления в диабазах в интервале 120–125 м от ствола шахты, 2 $м^3$/ч — из зоны дробления в тех же породах в 300 м от ствола шахты и 3 $м^3$/ч — из зон дробления и рассланцевания общей шириной 18 м в габбро-диоритовых порфиритах, туфах в интервале 300–530 м от ствола шахты.

На Сибайском месторождении дренажные выработки пройдены преимущественно в риодацитах и кварцевых порфирах, участками раздробленных, рассланцованных и изменённых до состояния серицит-кварцевых пород. Дрены на глубине 238 м оказались обводнёнными на 41,3 из 920 м их длины. Сосредоточенные водопритоки с расходом 1,5–9 л/с наблюдались из трещин в кварцевых порфирах в приконтактовой зоне их со спилитами и в зоне рассланцевания. На глубине 230 м общий приток воды в интервале 606–735 м от ствола шахты изменялся от 3,5 до 21,5 $м^3$/ч, а в интервале 474–606 м (обводнено 79 м) — от 1,7 до 16,2 $м^3$/ч. За пределами месторождения дебит скважин составил 0,1 и 0,9 л/с при понижениях соответственно 5 и 9 м. Дебит скважин в риодацитах, кварцевых порфиритах, кремнистых туффитах и других кварцсодержащих породах изменялся от 0,7 л/с при понижении 5 м до 0,9–2,5 л/с при понижении 0,05 и 3,5 м.

В южных районах местами под глинистыми юрскими осадками мощностью 30–50 м вулканогенные образования безводны. Здесь даже кварцсодержащие породы сравнительно слабо водообильны. На Семёновском месторождении общий приток воды на глубине 50 м и в шахту глубиной 60 м составлял 6,9–8,3 л/с, а на месторождении Бакртау вода появилась на глубине 36 м (установившийся уровень 17–20 м) и приток её в шахту (на глубине 36 м) равнялся 0,4–0,7 л/с. В районе г. Сибай (с. Аскарово)

удельный дебит скважин — 0,5–2 л/с, коэффициент фильтрации яшм — < 29 м/сут. В долине р. Янгельки на Алимбетовском руднике водопритоки в шахту из кремнистых сланцев и яшм составляли 13,4–20,5 л/с.

В целом для рассматриваемых образований независимо от выделенных групп пород повышенная производительность по сравнению с фоновой наблюдается в межхребтовых понижениях, на участках повышенной трещиноватости пород (замыкания складок, перегибы слоев, тектонические нарушения), вдоль контактов пород с различными водно-физическими свойствами. Повышенная водообильность пород в межхребтовых понижениях особенно характерна для восточных предгорий хребтов Ирендык–Крыкты, что связано с благоприятными условиями питания за счёт стока вод с окружающих хребтов, более полным заполнением зоны трещиноватости и нередко наличием песчано-щебнистого делювия по подножиям хребтов, способствующего поглощению поверхностного стока. В таких местах отмечен ряд крупных источников с дебитом > 10 л/с.

Характерной чертой вод вулканогенных образований служит сложный химический состав. Минерализация вод севернее широты г. Баймак составляет в источниках 0,05–0,3 г/л, скважинах 0,2–0,5 г/л, южнее соответственно — 0,2–0,4 и 0,5–1,8 г/л и более. Обычно это гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магниево-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые, сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые природные растворы. На Учалинском, Сибайском, Баймакском и Бурибайском сульфидных месторождениях формируются очень кислые (pH 2–5) сульфатные воды с минерализацией до 20 г/л, высокими концентрациями железа, меди, марганца и других металлов.

Интрузивные гидрогеологические массивы (ГМи) связаны в основном с ультраосновными (серпентиниты, перидотиты, пироксениты, габбро, амфиболиты и др.) и кислыми (граниты, гранодиориты, диориты и др.) образованиями. Ультраосновные породы наиболее широко представлены в пределах массивов Крака, южной части Зилаирского плато, цепью вдоль Главного Уральского разлома и др. Водоносность центральных и периферических частей массивов Крака существенно различается. В центральной части (абсолютные отметки 700–1 000 м), трещинно-грунтовые воды имеются лишь на выровненных участках водораздельных узлов. Вдоль бровок крутых склонов и по тальвегам из-под обломков, редко из трещин пород выходят источники с дебитом 0,005–0,3 л/с. Ниже в тальвегах расход ручьев увеличивается до 0,5–2,5 л/с.

Краевые части массивов имеют волнистую поверхность (в пределах высот 550–700 м), способствующую сохранению на ней обломочного элювио-делювия. Подземные воды здесь залегают на глубине < 10–15 м. Они проявляются в виде многочисленных, преимущественно рассредоточенных источников, выходящих из-под обломков серпентинитов. Дебит их

составляет 0,1–0,5 л/с, а на контакте серпентинитов с окружающими их песчано-сланцевыми породами — ~1 л/с.

Глубина трещиноватости пород в зоне ГУР, доступной для циркуляции вод, в среднем равна 50–70 м, а в зонах дробления и рассланцевания увеличивается до 100 м. Данные по проходке и эксплуатации шахты в пос. Миндяк, показывают, что породы наиболее обводнены до глубины 50 м, а на глубине 130–180 м они практически сухие с отдельными участками увлажнения по зонам рассланцевания. Это подтверждается и данными по скважинам, вскрывающим воды на глубине <25 м. Дебит скважин на р. Краснохте (д. Абзаково), вдоль р. Урал вблизи дд. Калканово и Юлдашево, на р. Сакмаре вблизи дд. Темясово и Муллакаево составил 0,15 и 6,0 л/с при понижении соответственно 30 и 3 м. Большей производительностью обладают краевые части массивов, где породы обычно грубо рассланцованы. Здесь источники, как правило, рассредоточенные, выходят из щебня с дебитом 0,01–3 л/с.

Минерализация формирующихся в ультрабазитах гидрокарбонатных магниевых вод не превышает 0,2–0,5 г/л, общая жёсткость <7 ммоль/л.

Кислые магматические интрузии (Ахуновский гранитный массив), Петропавловский массив диоритов и другие более мелкие сверху (до 3–8 м) обычно превращены в дресву и щебень, а глубже трещиноваты (на Ахуновском месторождении камни легко разбираются на небольшие плитки). Водопроводящие трещины в них развиты до глубины 50–60 м. Частота трещин обычно больше в краевых частях массивов, что обусловливает значительную водообильность пород: дебит скважины в центре гранитного массива составил 0,1 л/с при понижении 23 м, а на периферии Петропавловского массива —5,7 л/с при понижении 0,45 м. Накоплению вод в краевых частях способствует и рельеф. Средний модуль подземных вод <0,1 л/с×км^2. В период интенсивного инфильтрационного питания (май) из гранитов выходит большое количество источников с дебитом до 3,5–6 л/с, а в сухое время года многие из них пересыхают. Подземные воды циркулируют на глубине 2–15 м как в дресвяно-щебнистом материале, так и в трещиноватой зоне материнских пород. Участки относительно водообильных пород зафиксированы также в приконтактовых зонах интрузивных массивов. Повышенные водопритоки из вулканитов кислого состава, туфов и туфобрекчий отмечены в зоне эндоконтактового метаморфизма Ахуновского гранитного массива. Дебит одной из скважин на контакте пироксен-плагиоклазовых порфиритов и серицит-хлоритовых сланцев вдоль зоны разлома западнее Ахуновского гранитного массива составил 11,3 л/с при понижении 9 м.

Минерализация вод <0,3 г/л, общая жёсткость 4–5 ммоль/л, состав их гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый.

Кизильский водоносный горизонт нижнего карбона ($C_1 v–n$) развит в центральной части Кизильского синклинория (рис. 3.3) и в мелких

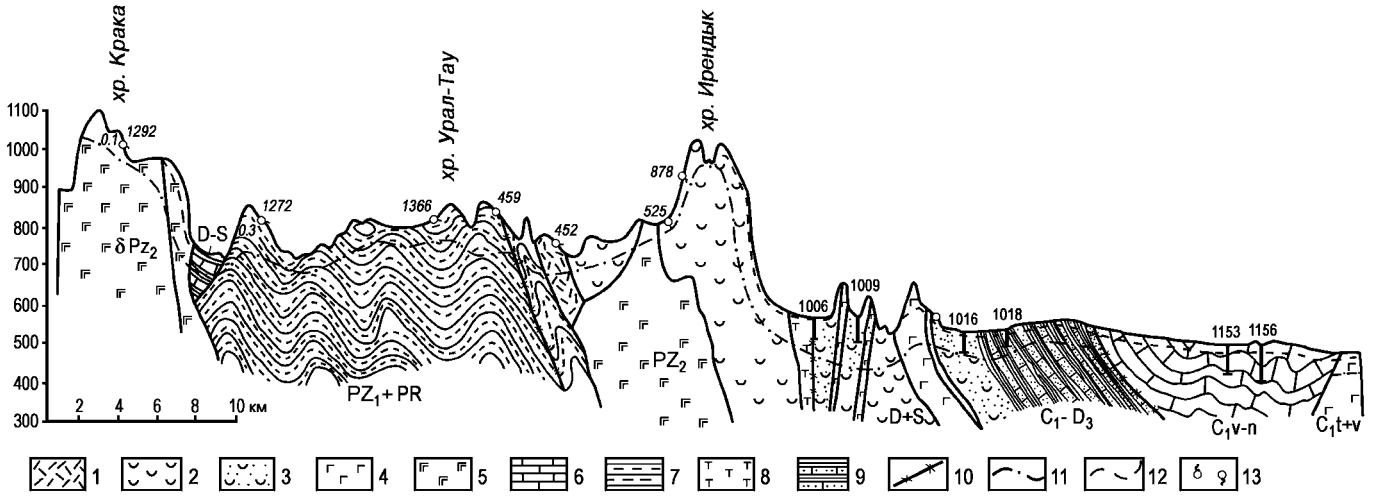


Рис. 3.3. Гидрогеологический разрез (см. рис. 3.1, № 5) восточной части бассейна трещинных вод складчатого Урала с Кизильским карстовым бассейном (по Н.Н. Толстуновой [1964 г.])

Условные обозначения: 1–9 — водоносные породы: 1 — вулканогенные кислого состава, 2 — лавы среднего состава, 3 — туфы среднего состава, 4 — лавы основного состава, 5 — ультраосновные, 6 — известняки, 7 — различные кристаллические сланцы, 8 — кремнистые сланцы, яшмы, туффиты, 9 — переслаивание песчаников и глинистых сланцев; 10 — разломы водоносные; 11 — границы зоны активной трещиноватости; 12 — уровень подземных вод; 13 — источники восходящие и нисходящие; $C_1 v–n$ — трещинно-карстовые воды в карбонатных породах кизильской свиты (Кизильский карстовый бассейн)

синклиналях, где представлен трещиноватыми и закарстованными массивными и слоистыми известняками с линзами и прослоями кремней, доломитизированных известняков и доломитов (Кизильский карстовый бассейн). Известняки трещиноваты и закарстованы на глубину < 200 м, наиболее интенсивно вблизи речных долин и логов. Поверхность вод в них наклонена от водоразделов к долинам рек и далее вдоль их русел. Под уртазымской свитой и глинистыми породами мезозоя–кайнозоя воды горизонта напорные. Западнее хребтов Ирендык–Крыкты (Вознесенско-Присакмарский синклинорий) в верхнем течении р. Урал воды в известняках вскрыты скважинами на глубине от 0,5–20 м. Удельный дебит скважин — 3–9 л/с, коэффициент фильтрации пород — 10–65 м/сут. Южнее, в долине р. Мал. Кизил, приуроченной к синклинали, уровень вод в известняках находится ниже уровня воды в реке и все её боковые притоки поглощаются у подножий коренных склонов долины, не достигая реки (руч. Якай с расходом 73 л/с). В 20 м ниже места поглощения источника уже в северном замыкании синклинали (район д. Мухаметово) на террасе долины реки наблюдаются восходящие источники с дебитом 20–30 л/с.

Восточнее хребтов Ирендык–Крыкты (Кизильский синклинорий) воды в известняках вскрыты многочисленными скважинами на глубине от 3–4 м в речных долинах до 70–80 м на водоразделах. В сторону водоразделов производительность скважин уменьшается, достигая минимума на выровненных участках междуречий, перекрытых глинистыми образованиями мезозоя–кайнозоя. Дебит скважин от 3,4–6,4 л/с при понижении 0,2–1,7 м, в долине р. Худолаз до 15,0 л/с при понижении 5 м. В долине р. Янгельки (район пос. Пещерский) и долине р. Мал. Кизил (ниже пос. Смеловский) эксплуатационный дебит скважин вдоль контакта известняков с эффузивами березовской свиты достигает десятков литров в секунду. На междуречье Худолаз–Бол. Уртазымка дебит скважин составляет 0,5 и 0,9 л/с при понижении соответственно 2,5 и 1,1 м. Вдоль западной границы развития горизонта (на пойме и первой надпойменной террасе) дебит скважин значительно ниже и составляет 2,1–5 л/с при понижении 0,6–5 м. На междуречье Мал. Кизил–Янгелька, в озёрной котловине Мулдаккуль дебит скважин 8,2 и 5 л/с при понижении 2,3 и 1,8 м. Большой дебит отмечен в зоне Кизильского разлома на междуречье Худолаз–Бол. Уртазымка, где под корой выветривания на глубине 14 и 36 м вскрыты напорные (10 и 34 м) воды. Дебит скважин 4,6 и 5,7 л/с при понижении соответственно 3,6 и 1,1 м. На выровненном участке междуречья под покровом (40–50 м) отложений кайнозоя дебит одной из скважин в с. Красная Башкирия составил всего 0,03 л/с при понижении 4 м.

Наиболее водоносными являются зоны сопряжения субмеридиональных и субширотных разломов, которые в рельефе часто контролируются логами и суходолами. К закарстованным зонам приурочены значительные запасы подземных вод. В субширотных разломах дебит скважин глубиной

50–100 м достигает 20 л/с при понижении 8–13 м [Буданов, 1964]. В то же время фоновые значения удельного дебита скважин и источников изменяются от 0,2 до 1,2 л/с [Крутов, 1964] и характерны для горизонта трещинно-карстовых вод в зоне экзогенной трещиноватости.

Уклон потока карстовых вод вдоль речных долин составляет ~0,002 (р. Кизил у с. Кизильское и р. Худолаз ниже д. Чернышевки). Вдоль восточной границы распространения горизонта наблюдается общее снижение поверхности вод в южном направлении по простиранию известняков независимо от характера речной сети.

Кроме атмосферных осадков, в питании горизонта большую роль играют поглощение поверхностных вод и подземный сток из эффузивов карбона (березовская свита), девона и силура (восточные предгорья хр. Ирендык). Об этом свидетельствует снижение уровней подземных вод в сторону карбонатов. В приречных зонах горизонт гидравлически связан с реками.

Минерализация вод колеблется от 0,4 до 4,7 г/л. Воды с минерализацией 0,4–1 г/л характерны для речных долин и логов. Они имеют гидрокарбонатно-сульфатный, реже смешанный состав, среди катионов преобладают натрий и кальций. Общая жёсткость вод 3–15 ммоль/л. Вне речных долин и логов минерализация вод возрастает до 1,5–4,7 г/л, а в анионном составе их доминирующее значение приобретают сульфаты и хлориды. В южных районах воды часто хлоридные натриево-кальциевые и натриево-магниевые с жёсткостью 11–17 ммоль/л.

Завершая характеристику кизильского водоносного горизонта, необходимо отметить, что кроме крупного Кизильского карстового бассейна в пределах Магнитогорской зоны имеется ряд мелких: Шартымский размером 1–3×40 км, Миндякский, Южно-Присакмарский (Юлбарисовский) размером 3–5×70 км. Помимо них в пределах данной провинции отмечено большое количество микробассейнов карстовых вод, приуроченных к небольшим линзам и прослоям известняков, зажатым среди эффузивно-осадочных образований. Их размеры обычно редко >1–2 км в длину и 1 км в ширину.

Водоносными в Шартымском карстовом бассейне являются известняки намюрского и визейского ярусов нижнего карбона. С востока к ним примыкают эффузивы и туфы березовской свиты, а с запада базальты силура и девона различного состава, их туфы и брекчии. Водоносность известняков в пределах бассейна неравномерна. С глубиной происходит уменьшение коэффициента фильтрации от 65 м/сут на глубине 25 м до 10 м/сут на глубине 95 м, а соответственно и снижение удельного дебита скважин от 10 до 3 л/с.

Южно-Присакмарский (Юлбарсовский) карстовый бассейн приурочен к ядру Присакмарской синклинали (бассейны рек Сакмара, Бол. Бузавлык и Ера-Нагас). Водовмещающими являются трещиноватые закарстованные известняки, залегающие среди песчаников зилаирской свиты.

До глубины 60–80 м подземные воды приурочены к зоне региональной трещиноватости и тектоническим трещинам, а глубже — только к зонам разломов. Мощность водоносных пород < 120 м. Разгрузка вод происходит в долинах указанных рек. Суммарный средний дебит источников в летнюю межень в зоне разгрузки около с. Юлбарсово составил 14,8 л/с, а расход р. Ера-Нагас, сток которой формируется главным образом за счёт разгрузки подземых вод,— 16–19 л/с. Удельный дебит скважин достигает 2–3 л/с. Поток карстовых вод имеет общее направление к югу с уклоном 0,074 вблизи зон дренирования.

В северной части Магнитогорской зоны такие бассейны трещинно-карстовых вод имеются в улутауской свите девона. Удельный дебит скважин изменяется от 0,01 до 5,5 л/с, коэффициент фильтрации пород от 0,03 до 10 м/сут, что указывает на их неравномерную трещиноватость и закарстованность. Такой микробассейн карстовых вод установлен в юго-западном борту карьера на месторождении им. XIX партсъезда. Основной водоприток в карьер в пяти дренажных скважинах составляет 33,2 л/с. Коэффициент фильтрации пород изменяется в широких пределах — от 0,03 до 26 м/сут. Амплитуда колебания уровня карстовых вод в течение года составляет 0,5–2,0 м.

Подобные карстовые микробассейны отмечаюся и среди образований карамалыташской свиты, в частности, в районе д. Новобайрамгулово, где известняками поглощаются два ручья с расходом 12,5 л/с. Такие бассейны имеются и среди силурийских отложений в районе дд. Поляковки, Вознесенки, Юлдашево. Южнее среди диабазов и порфиритов верхнеберезовской подсвиты имеется выдержанная полоса известняков шириной 400 м, которая прослеживается по обоим берегам р. Урал, и ряд мелких линз, к которым также приурочены бассейны трещинно-карстовых вод.

Среди алевролитов, конгломератов, глинистых сланцев среднего карбона наиболее водоносными являются линзы и прослои известняков, которые залегают на небольшой глубине. Так, дебит скважины западнее оз. Лебяжьего, вскрывшей линзу известняков, составил 1 л/с без понижения. Подобные карбонатные линзы с приуроченными к ним трещинно-карстовыми водами отмечаются и среди эффузивно-осадочных образований нижнего карбона и даже зилаирской свиты. Дебит источников из них достигает 3 л/с. Наиболее обводнёнными являются контактовые зоны известняков с вмещающими породами (скважина у пос. Илимбетово из такой зоны имела дебит 59 л/с).

Однако следует заметить, что микробассейны карстовых вод, несмотря на высокую водоотдачу известняков, имеют весьма ограниченные статические и динамические запасы вод, но, как показывает опыт, велики привлекаемые запасы.

Минерализация и состав трещинно-карстовых вод карбонатных пород, слагающих чехол небольших адартезианских бассейнов, во многом

зависят от геоморфологических условий. Пресные воды гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого состава характерны для речных долин, заложенных в зонах разломов, где известняки наиболее трещиноваты и закарстованы. Вне долин рек и логов, на пологих водоразделах, перекрытых глинистым делювием, концентрация солей в водах достигает 3–5 г/л; среди анионов доминирующее значение приобретают сульфаты и хлориды.

Уртазымский водоносный комплекс среднего карбона (C_2m) развит в осевой части Кизильского синклинория и состоит из переслаивающихся конгломератов, песчаников, известняков, алевролитов и глинистых сланцев мощностью < 1 000 м. Наиболее водоносны известняки и песчаники в зоне региональной трещиноватости. Мощность рыхлых кайнозойских образований достигает 50 м. Большинство скважин, вскрывших на междуречьях конгломераты, кремнистые известняки, глинистые сланцы и алевролиты, безводны до уровня гидрографической сети. В речных долинах мощность трещиноватой водоносной зоны изменяется от 10–20 м для сланцев до 50 м для алевролитов и конгломератов. Из сланцев в долине р. Худолаз дебит скважин составил 1,4–1,8 л/с при понижении 9,0–5,6 м, из переслаивающихся алевролитов и конгломератов (долина р. Янгельки) — 2,9 л/с при понижении 22,4 м. Воды в известняках вскрыты лишь в долине р. Бол. Кизил (район с. Кизильское) в интервале глубин 37–56 м. Воды напорные (21 м). Верхним водоупором здесь являются алевролиты, а нижним — глинистые сланцы. Дебит скважины 11 л/с при понижении 8,4 м, немногочисленных источников из известняков и песчаников — < 0,2 л/с.

Минерализация вод изменяется от 0,8 до 2,7, чаще 1,8–2,7 г/л. Состав их сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, общая жёсткость 6–12 ммоль/л. На водоразделах минерализация вод > 1,3 г/л при хлоридно-сульфатном натриево-кальциевом составе, что является следствием загипсованности и засолённости уртазымской свиты и рыхлого кайнозойского покрова.

Воды спорадического распространения нижне-среднеюрских отложений (J_{1-2}). Преимущественно глинистые породы юры мощностью > 200 м получили распространение в крайних южных районах Магнитогорского мегасинклинория в междуречье Сакмара – Таналык и по правобережью последнего, где выполняют эрозионно-тектонические впадины в палеозойском субстрате. Подземные воды заключены преимущественно в песчано-галечниковых осадках, залегающих в виде прослоев и линз среди преобладающих в разрезе глин. Наиболее водообильными являются галечники. Пески и особенно алевриты, а также алевритистые и песчаные разности глин слабо водоносны. Глубина залегания вод в галечниках при выходе их на поверхность < 25 м, в песках, алевритах, песчаных и алевритистых глинах — 10–15 м. Воды безнапорные. Источники из юрских отложений очень редки. Дебит их из песков и галечников < 0,05–0,1 л/с, а скважин — 0,2–1,5 л/с при понижении 8–4 м.

Минерализация вод на глубине < 10–25 м достигает 1–1,5 г/л, по химическому составу они смешанные с преобладанием хлора и натрия. На глубине > 10–25 м минерализация вод достигает 3,5–15 г/л, среди газов появляется H_2S (с. Акъяр).

3.3. Особенности региональной гидродинамики

Условия питания, движения и разгрузки подземных вод в горных породах, находящихся в сфере дренирующего воздействия гидрографической сети, в пределах всех структурно-формационных зон Южного Урала контролируются совокупностью ландшафтно-климатических и геолого-тектонических факторов.

В Западно-Уральском адартезианском бассейне литологический состав пород палеозоя непостоянен, что влияет на распределение подземных вод и их динамику. Общая мощность пород палеозоя, в гидрогеологическом отношении являющегося сложным водоносным комплексом, составляет 2 500–3 000 м. Севернее широтного течения р. Мал. Ик в разрезе карбона и девона до кровли доманикового горизонта преобладают карбонатные осадки с небольшим содержанием терригенных и кремнистых отложений, а ниже — франский, живетский и эйфельский ярусы девона (25–280 м) представлены переслаивающимися карбонатными и терригенными породами. В междуречье Мал. Ик – Бол. Ик, а также к югу от р. Бол. Ик каменноугольная система сложена терригенно-карбонатными формациями.

В зоне развития на поверхности карбонатных пород главным фактором формирования гидрогеодинамических условий является карст, относящийся к горному типу на дислоцированном субстрате. Он связан с толщей известняков, реже доломитов, слагающих цепи субмеридиональных водораздельных гряд, глубоко расчленённых поперечными долинами и осложнённых пликативной и дизъюнктивной тектоникой. Общая обводнённость передовых складок Урала характеризуется величиной модуля речного стока 8–14 л/с×км^2. Условия формирования подземного стока здесь довольно благоприятны: за вычетом испарения и поверхностного стока на него расходуется примерно половина годовой суммы атмосферных осадков (200–350 мм).

От равнинного типа карста горный отличается большей глубиной проникновения в толщу карстующихся пород и локализацией карстопроявлений по отдельным зонам. По степени перекрытости карстующихся пород здесь развит преимущественно подэлювиально-делювиальный класс карста с участками голого. Поверхностные карстопроявления представлены карстовыми воронками, часто с открытыми понорами на дне (плотность их на водоразделах < 10, а на склонах и в долинах < 40 на 1 км^2), колодцами, пропастями и суходолами. К глубинным формам карста относятся карстовые каналы, полости, каверны, а также пещеры, развитые

по системам тектонической трещиноватости в наиболее «чистых» по составу известняках. Наиболее крупными пещерами являются Лаклинская, Кутук-Сумган, Киндеркулевская, Хлебодаровская и др. Амплитуда их достигает 200 м, а протяжённость — 10 км.

Положение нижней границы зоны активной экзогенной трещиноватости и закарстованности, наиболее эффективной в отношении обводнённости, контролируется раннеплейстоценовыми переуглублениями русел рек Белая, Нугуш, Инзер, Сим, Зилим и др., прорезающих бассейн в широтном направлении. С учётом более глубокого дренирующего влияния пра-долин мощность этой зоны под долинами рек достигает 60–80 м, а на водоразделах 100–120 м. На крутых склонах закарстованные породы в значительной степени сдренированы. С глубиной происходит неуклонное уменьшение закарстованности и водопроницаемости карбонатных пород. Лишь по отдельным зонам они прослеживаются на глубину до 250–300 м.

В питании карстовых вод участвуют инфильтрация и инфлюация атмосферных осадков, поглощение поверхностных водотоков, которые формируются как за пределами бассейна, так и на его территории. Доказательством этого являются многочисленные суходолы (Бабай-Елга, Кую-Елга, Каменка, Атыш, Ишора, Юрмаш и др.). Они способствуют уменьшению доли поверхностного стока и увеличению подземного.

В толще карбонатных пород, подверженных карстовым процессам, сверху вниз выделяется несколько гидродинамических зон (по Г.А. Максимовичу): вертикального нисходящего движения, колебания уровня, горизонтального движения и сифонной циркуляции подземных вод.

Самая верхняя зона на междуречьях имеет мощность < 80–100 м, уменьшаясь к долинам рек до нескольких метров и полного выклинивания. Особенностью её является то, что на древних заглинизированных базисах эрозии, следами которых являются многочисленные пещеры с превышением 20–140 м над постоянным уровнем карстовых вод, а также на относительно водоупорных глинисто-кремнистых разностях пород образуются подвешенные водоносные горизонты, сильно подверженные влиянию атмосферных факторов. Несмотря на то, что на них приходится всего < 5% общего подземного стока карстовых вод, к ним приурочен ряд крупных источников (Шумиха, Атыш, Юрмаш и др.).

Переходная зона колебания уровня карстовых вод имеет непостоянную мощность во времени и в пространстве. Сезонные колебания уровней максимальны (до 20 м) на слабозакарстованных и незакарстованных участках, а минимальны (< 5 м) на интенсивно закарстованных. В результате на относительно монолитных блоках с низкой ёмкостью водосодержащих пород возникают «купола» подземных вод в виде подвешенных горизонтов, а между ними — гидродинамические депрессии, соответствующие карстовым полостям с концентрированными карстовыми водотоками.

Зона горизонтального движения трещинно-карстовых вод (полного водонасыщения) развита повсеместно и имеет мощность 10–50 м, иногда более. Глубина залегания вод варьирует в пределах 5–60 м, а на обрывистых закарстованных склонах достигает 130–170 м. Движение карстовых вод происходит по трещинам, кавернам и главным образом по крупным карстовым каналам. При этом концентрация подземного стока, как указывалось, наблюдается в наиболее закарстованных толщах нижнего карбона и верхнего девона. Сток трещинно-карстовых вод направлен от водоразделов к руслам всех магистральных рек, рассекающим в широтном направлении передовые складки Южного Урала. Величина гидравлического уклона в районе Юмагузинского водохранилища на р. Белой изменяется от 0,003 до 0,1. Действительные скорости движения вод, определённые опытным путём, составляют 0,4–2,2 и даже 19,8 км/сут [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002].

Разгрузка карстовых вод происходит в виде многочисленных источников с дебитом < 5 л/с в нижних частях склонов и на контакте с глинисто-кремнистыми породами, а также мощных концентрированных, часто восходящих выходов в долинах рек, пересекаемых зонами разломов, с дебитом десятки и сотни литров в секунду (Берхомут, Аскинкуль, Юрмаш и др.). Часть подземного стока идёт на питание водоносных комплексов, развитых в Предуральском прогибе.

Обводнённость пород крайне неравномерная: дебит скважин варьирует от 0,1 до 3,0 л/с и более при понижении уровня на 1–4 м, удельный дебит — 0,1–1,5 л/с×м.

В зоне сифонной циркуляции залегают напорные карстовые воды, движущиеся главным образом по карстовым каналам от междуречий к долинам, где, благодаря разности пьезометрического уровня карстовых вод и уровня воды в реках (на 1–2 м), происходит разгрузка карстовых вод на поверхность в виде восходящих карстовых источников, а также скрытая разгрузка в современный и древний аллювий и в русла рек. Под ними в пустотах карбонатных пород существует так называемая зона подруслового движения карстовых вод. Она установлена в долинах рек Белая и Нугуш, где на глубине 29–40 м вскрыты карстовые полости размером 0,4–1,6 м. Наличие полостей в карбонатных породах под руслами рек создаёт условия для сложной гидродинамической взаимосвязи поверхностных и подземных вод. В зависимости от соотношения уровней карстовых и речных вод на одних участках долин реки питают подрусловые карстовые воды, а на других, наоборот, карстовые воды разгружаются в реки. Так или иначе, результирующая разгрузка поверхностного и подземного стока происходит западнее, за пределами карстового бассейна.

Ниже зоны выветривания располагается зона затруднённого глубинного водообмена, в которой движение трещинно-карстовых вод происходит согласно моноклинальному погружению пород в западном направлении, в Бельскую депрессию Предуральского краевого прогиба. Водовмещающи-

ми породами в ней, как и в вышележащих зонах, служат в различной степени трещиноватые и кавернозные слои известняков и доломитов, а относительно водоупорными — прослои кремней, глинистых и кремнистых известняков. Фильтрационные свойства известняков (Кф 0,05–0,75 м/сут) и их водопроводимость (1,8–51,8 м^2/сут), удельный дебит скважин (0,02–0,5 л/с×м) существенно ниже, чем в зоне выветривания (интенсивной трещиноватости).

На юге внешней зоны складчатости, где наблюдается переслаивание терригенных и карбонатных пород мощностью >6000 м, верхняя часть выходящего на поверхность водоносного комплекса дренируется в виде источников, а также в аллювий и русла рек, а другая часть, расположенная ниже днищ долин, находится в сфере дренирующего воздействия Предуральского прогиба.

С глубиной по мере снижения скоростей движения трещинно-карстовых вод наблюдается неуклонный рост их минерализации. Пресные (в глинисто-кремнистых породах ультрапресные) гидрокарбонатные воды постепенно сменяются гидрокарбонатно-хлоридными и хлоридными солёными водами и рассолами.

Центрально-Уральский и Магнитогорский бассейны. Формирование подземного стока Центрально-Уральского поднятия осуществляется в условиях умеренно влажного климата. Годовое количество атмосферных осадков (500–750 мм/год), являющихся основным источником питания подземных вод зоны экзогенной трещиноватости, значительно превышает испарение (380–400 мм/год); величина речного стока 8–16 л/с×км^2. Количество осадков, формирующих подземный сток, составляет 120–170 мм (30–53% их годовой суммы). Дополнительным источником питания вод служит конденсация паров воздуха в трещинах пород зоны аэрации на гребнях хребтов, благодаря резким суточным колебаниям температуры. В предгорных и равнинных южных районах Магнитогорского мегасинклинория условия питания подземных вод менее благоприятны. Здесь количество осадков примерно равно испарению, а модуль речного стока снижается до 4–2 л/с×км^2 и меньше.

Важной геолого-гидрогеологической особенностью центральной и восточной мегазон Южного Урала служит широкое развитие элювиально-делювиальных отложений, которые прерывистым или сплошным чехлом перекрывают породы зоны региональной трещиноватости, слагающие хребты, плато и склоны речных долин. Мощность покровных отложений на водоразделах <0,5–5 м, на пологих склонах хребтов и в межхребтовых понижениях она увеличивается до 50–70 м. Литологически это в различной степени песчаные глины, суглинки с обломками и глыбами коренных пород, а также щебнистые разности. Грубообломочный глыбово-щебнистый материал залегает среди преобладающих в разрезе глинистых пород в виде отдельных включений или прослоев мощностью 1–8, иногда до 13 м.

От подножий склонов к гребням хребтов размеры и количество обломков и глыб возрастают. У подножий крутых склонов долин нередко наблюдается скопление щебнисто-глинистого материала, который часто сочленяется с речным аллювием. В средней части склонов в основании элювиально-делювиального чехла при его значительной мощности (> 5 м) залегает водоносный «базальный» слой, состоящий из обломков и глыб коренных пород. Он залегает на глинистой коре выветривания или непосредственно на коренных породах и имеет мощность < 10 м. Сама же кора выветривания чаще всего является водоупорной, но местами и в ней встречаются пачки водоносных обломочных пород.

В связи с различными условиями залегания водопроницаемых грубообломочных пород среди глин, преобладающих в разрезе элювио-делювия, изменяются гидродинамические условия. В местах, где обводнённый глыбово-щебнистый материал залегает непосредственно на трещиноватых породах, воды в них взаимосвязаны и образуется гидравлически единый горизонт трещинно-грунтовых вод. Когда глыбово-щебнистые породы залегают в виде одного или нескольких прослоев среди глин или в их основании в виде «базального» слоя на глинистой коре выветривания (мощность её составляет 30–80 м и более), образуется один или нескольких подвешенных обводнённых слоёв, расположенных выше зоны региональной трещиноватости и имеющих с ней сложную гидравлическую взаимосвязь.

В гидрогеологических массивах Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория по гидродинамическим особенностям в общем балансе подземного стока могут быть выделены три составляющие: местный приповерхностный, региональный трещинно-грунтовый и глубинный трещинно-напорный сток. По данным Б.Г. Скакальского [1983], для Уральской ГСО при количестве атмосферных осадков 750 мм/год среднегодовые составляющие стока распределяются следующим образом (мм): склоновые воды — 125–200, почвенно-грунтовые воды — 75–126, трещинно-грунтовые воды — 50–100.

Приповерхностный сток образуется в водопроницаемых разностях элювия–делювия и представляет собой своеобразную безнапорную верховодку, носящую сезонный характер и функционирующую после обильного выпадения дождей. Отличают её очень высокая динамичность, небольшие пути движения вод, разгрузка их в виде многочисленных, обычно с невысоким дебитом (< 1 л/с) источников на склонах речных долин и заболоченностей, дающих начало ручьям. При многослойности разреза в нём могут быть вскрыты воды с разными уровнями, оторванными от уровня трещинно-грунтовых вод коренных пород. При этом в «базальном» горизонте местами могут содержаться напорные самоизливающиеся воды.

Трещинно-грунтовый сток формируется в зоне активной трещиноватости пород, мощность которой обычно < 80–100 м. Условия формирования подземного стока в ней на примере Центрально-Уральского поднятия

показаны на рисунках 3.4–3.6. На обнажённых гребнях хребтов и водоразделах, сложенных кварцитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами, местами покрытыми щебнисто-глыбовым элювио-делювием, дождевые осадки почти полностью поглощаются и расходуются на подземную составляющую стока, вызывая сезонное повышение дебита источников и уровня трещинно-грунтовых вод. Этому способствуют межглыбовые пустоты и зияющие трещины пород, ширина которых достигает 5–10 см (зигальгинская свита верхнего протерозоя).

Глубина залегания подземных вод на гребнях хребтов достигает 80–100 м, на сглаженных водоразделах, верхних и средних частях склонов — 20–50 м, в нижних частях склонов и в межгрядовых пространствах — 10–20 м.

На пологих склонах, перекрытых элювиально-делювиальными глинистыми разностями, питание трещинно-грунтовых вод, в том числе в «базальном» горизонте, происходит за счёт вод, поступающих с приводораздельных частей хребтов, нисходящих перетоков из обводнённого элювио-делювия, а также частичного поглощения вод ручьёв, стекающих со склонов. Поглощение местного поверхностного стока наиболее характерно для Магнитогорского бассейна, где подножья хребтов окаймлены шлейфами щебнисто-глыбового делювия.

Южный Урал глубоко расчленён густой речной сетью на систему отдельных ГМ, в которых наблюдается центробежный характер стока — от гребней хребтов и водоразделов на их периферию. При этом соседние массивы с центробежным направлением стока гидродинамически разобщены друг от друга, представляя собой автономные гидрогеологические структуры. Связь между ними осуществляется в аллювиальных осадках долин рек, протекающих в межгорных котловинах, и во внутриструктурных карстовых бассейнах, занимающих пониженные части рельефа. Направление движения вод зависит также и от структурного фактора, который наиболее существенен для претерпевших складкообразование ГИМ и ГАМ Магнитогорского мегасинклинория, сложенных вулканогенно-осадочными породами.

Характер гидроизогипс и величина гидравлического уклона трещинно-грунтовых вод определяются рельефом местности. На площади распространения более или менее однородных в литологическом (фильтрационном) отношении толщ поверхность вод спокойная, а в районах, сложенных переслаиванием различных по составу и степени трещиноватости пород, она часто имеет более сложный волнистый характер. На крутых и обрывистых склонах породы почти полностью сдренированы. Это же характерно и для узких гребней хребтов, которые в меженные периоды года оказываются лишёнными подземных вод.

Величина гидравлического уклона трещинно-грунтового потока на склонах с крутизной 15–25° (хр. Авдырдак, Такаты, Зильмердак, Нары, Машак и др. Башкирского антиклинория; хр. Крака Зилаирского синклинория; горы Куртакштау и Курагаш Уралтауского антиклинория; Пещерская

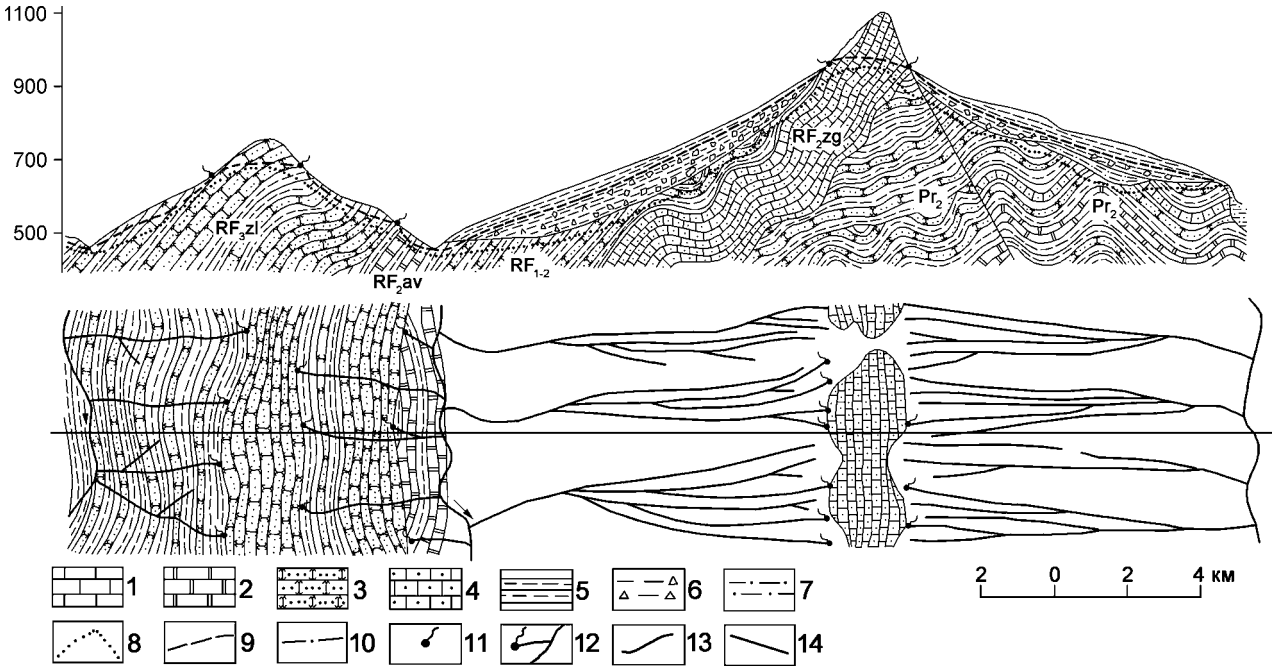


Рис. 3.4. Схема условий залегания и разгрузки подземных вод на площади развития слабометаморфизованных (песчаниково-сланцевых) толщ восточной части Башкирского и смежных районов Таганайско-Уралтауского мегантиклинориев (см. рис. 3.1, разрез 1). По В.Ф. Ткачеву [Гидрогеология ..., 1972]

Условные обозначения: 1 — известняки, 2 — доломиты, 3 — песчаники, 4 — кварциты и кварцитовидные песчаники, 5 — сланцы разнообразного состава, 6 — элювиально-делювиальные (на гребнях хребтов переходящие в элювиально-коллювиальные) отложения, 7 — глинистые образования коры выветривания, 8 — нижняя граница зоны региональной трещиноватости, 9 — уровень безнапорных подземных вод, 10 — уровень напорных подземных вод, 11 — источник, 12 — гидрографическая сеть, 13 — литологические границы, 14 — границы водоносных горизонтов и полей

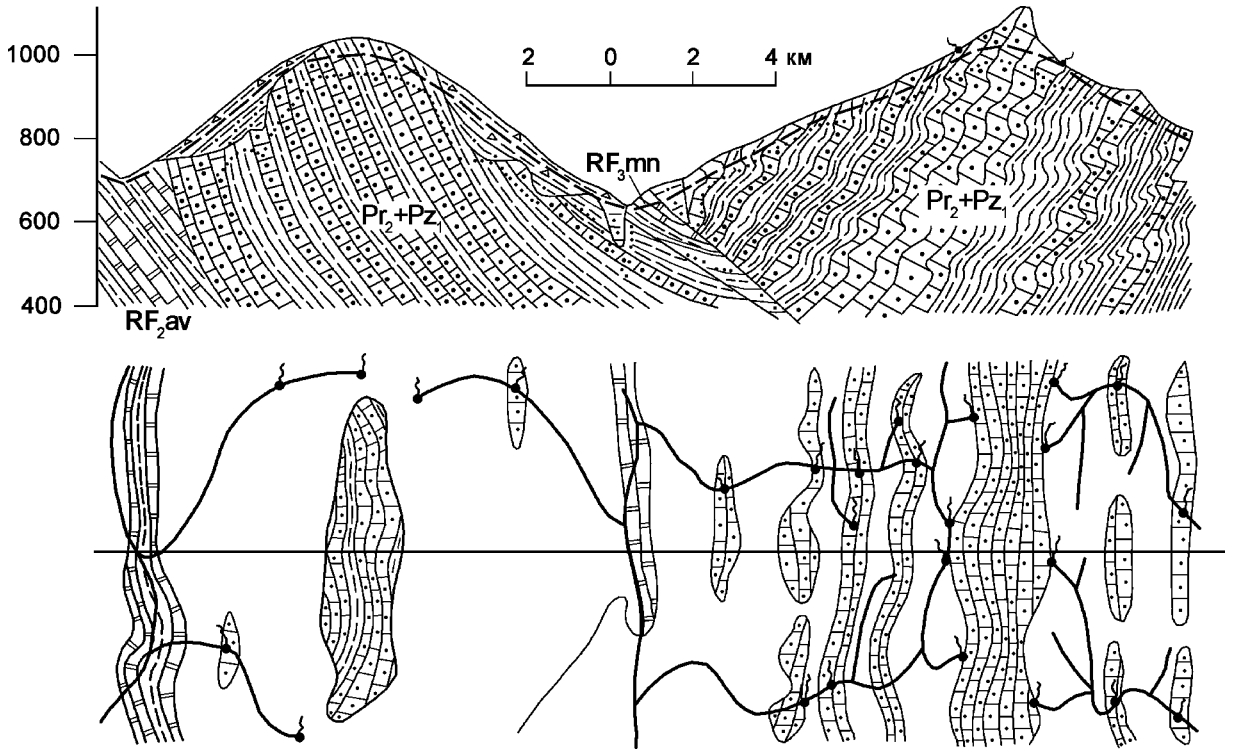


Рис. 3.5. Схема условий залегания и разгрузки подземных вод на площади распространения метаморфических пород в пределах Уралтауского и частично Иремельско-Малиногорского антиклинориев (см. рис. 3.1, разрез 2). По В.Ф. Ткачеву [Гидрогеология …, 1972]

Условные обозначения см. на рис. 3.4

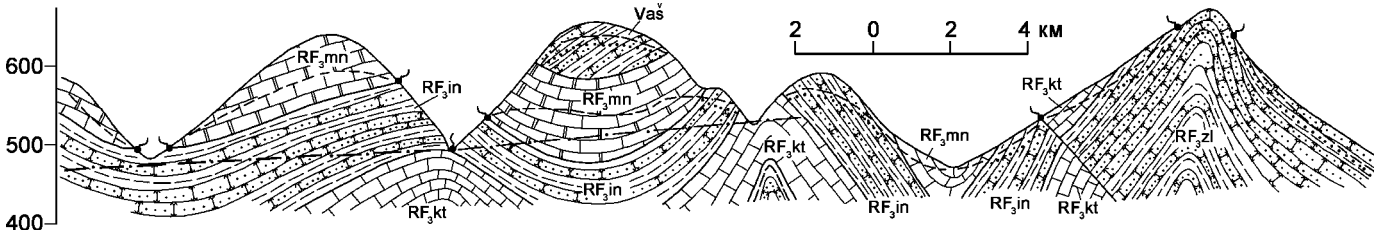


Рис. 3.6. Схема условий залегания и разгрузки подземных вод на площади развития карбонатных и песчаниково-сланцевых толщ западной части Башкирского мегантиклинория (см. рис. 3.1, разрез 3). По В.Ф. Ткачеву [Гидрогеология ..., 1972]

Условные обозначения см. на рис. 3.4

и Чуваштау Магнитогорского мегасинклинория) чаще всего изменяется в пределах 0,02–0,03. На более пологих участках склонов (10–15°) гидравлический уклон снижается до 0,01, а на более крутых (30–45°) увеличивается до 0,04–0,05.

Пути перемещения инфильтрогенных вод в горных породах в пределах небольших водосборов, примыкающих к водоразделам, не превышают нескольких километров. В пределах их речки и ручьи, питающиеся источниками, очень быстро увеличивают свой расход.

Опытные данные по водопроницаемости некарбонатных фильтрационно анизотропных трещинных сред палеозоя и позднего протерозоя Южного Урала отсутствуют. Исходя из литологических особенностей, степени трещиноватости и обводнённости пород ориентировочно могут быть приняты следующие крайние значения их коэффициента фильтрации (м/сут): для наиболее проницаемых кварцитов, кварцевых и других разновидностей песчаников — n–10n, слабопроницаемых сланцевых толщ — 0,n. Варьируя величинами трещинной пустотности пород (0,0n–0,n), приведенными значениями гидравлического уклона и проницаемости, получим среднюю скорость движения регионально-трещинных вод порядка десятков метров – метров в сутки. Судя по приуроченности крупных источников к россыпям глыб, окаймляющим гребни хребтов, сильной изменчивости их дебита в течение года, а также шуму текущего подземного потока воды, пропадающему при переходе крутого гребня в пологий склон, максимальные скорости могут достигать многих километров в сутки. В подобной ситуации время пребывания воды в породе весьма непродолжительно и не превышает десятков суток, максимум — одного года.

Разгрузка подземных вод зоны активной трещиноватости происходит преимущественно в виде источников. Среди некарбонатных пород концентрация подземного стока происходит в наиболее крепких породах кварцевого состава с жёсткими кристаллизационными связями, в которых трещины хорошо открыты и проникают на большую глубину. Дебит источников в них часто >1 л/с, а иногда достигает 15–20 л/с. Ему свойственна сильная изменчивость в течение года, резкий рост после дождей и снижение (до полного исчезновения) в летнюю и зимнюю межень, что указывает на высокую динамичность подземного стока. Наиболее обводнены кварциты обычно вблизи контакта со слабопроницаемыми сланцевыми толщами, слагающими склоны. Барражирующее влияние последних также выражается в появлении многочисленных заболоченностей. На самих же площадях развития глинистых, кремнистых, кварц-слюдяных и других сланцев дебит источников, как правило, <0,5 л/с.

Однако наибольшая концентрация подземного стока происходит в карбонатных осадках, залегающих среди некарбонатных пород, а также выполняющих внутриструктурные карстовые бассейны. Они обладают высокими фильтрационными свойствами и к тому же дренируют окружающие

некарстующиеся толщи, в которых более высокий уровень подземных вод. Вследствие этого карбонаты становятся своеобразными аккумуляторами подземного стока. Среди них наиболее трещиноватыми, закарстованными и водообильными являются толстослоистые разности. Так, в миньярской свите протерозоя с ними связаны источники с дебитом до 100 л/с, тогда как со средне- и тонкослоистыми разностями карбонатов катавской свиты — >25 л/с.

Разгрузка подземных вод, формирующихся на склонах водоразделов, происходит также в песчано-галечниковый и песчано-глинистый аллювий рек, а также в трещиноватые породы, слагающие днища долин. В результате в межхребтовых и межгрядовых понижениях в аллювии и под ним образуется поток подземных вод, направленный вниз по течению с уклоном, близким к уклону реки. Он изменяется от 0,001–0,0025 для равнинных районов Зауралья до 0,01–0,05 для Центрально-Уральского среднегорья.

В геологической структуре региона большое значение принадлежит дизъюнктивным нарушениям, определяющим стиль тектоники Южного Урала. Слагающие его толщи различного происхождения осложнены высокоамплитудными субмеридиональными разломами типа надвигов и сдвигов протяжённостью в десятки и сотни километров, что нашло отражение на геологических картах разных авторов. Однако гидрогеологические условия локально-трещинных зон, пространственно и генетически связанных с тектоническими нарушениями, изучены слабо. Установлено, что в отличие от зоны экзогенной трещиноватости с трещинно-грунтовыми водами эти зоны служат местом сосредоточения трещинно-напорных вод. В гидрогеодинамическом отношении проницаемые зоны разломов играют двоякую роль: 1) дренажных систем, по которым из зоны региональной трещиноватости осуществляется миграция на глубину пресных метеогенных вод и 2) каналов, по которым происходит восходящая разгрузка в разной степени глубинных солёных и, возможно, рассольных вод из осадочно-метаморфических и вулканогенно-осадочных комплексов палеозоя и позднего протерозоя.

В первом случае, характерном для водоразделов и склонов долин, нисходящее движение вод обеспечивается обратным соотношением уровней, при котором уровень приповерхностных трещинно-грунтовых вод превышает уровень более глубоких трещинно-напорных. Во втором случае восходящая разгрузка происходит, когда пьезометрический уровень напорных вод в приразломной зоне устанавливается выше уровня трещинно-грунтовых и поверхности земли. Такое прямое соотношение уровней свойственно долинам рек. Важно подчеркнуть, что в обоих случаях будут протекать гидрогеодинамически скрытые процессы нисходящих и восходящих перетоков, как правило, не проявляющие себя на земной поверхности выходами подземных вод, в том числе источниками с аномальными геохимическими свойствами. Всё это сильно затрудняет изучение динамики взаимосвязи

трещинно-грунтовых и трещинно-напорных вод, маскирует как сами эти процессы, так и истинные масштабы их протекания.

Значительная водообильность пород в тектонически ослабленных зонах, связанная с нисходящими перетоками вод из зоны региональной трещиноватости, отмечалась многими уральскими гидрогеологами (Н.Д. Буданов, В.Ф. Ткачёв, А.И. Ковальчук и др.). Так, в Магнитогорском бассейне в зоне разлома к западу от Ахуновского гранитного массива дебит скважины в порфиритах и сланцах составил 11,3 л/с при понижении 9 м (удельный дебит 1,3 л/с×м), а дебит источников достигает 4 л/с. Повышенная трещиноватость и водоообильность вулканогенно-осадочных пород установлена в зонах Муртыктинского, Западно-Ирендыкского, Карамалыташского и других разломов, а также в приконтактовых зонах с интрузивными телами, дайками, рудными и нерудными жилами на месторождениях полезных ископаемых Южного Урала. Во всех этих случаях гидрогеодинамические особенности зон разломов и контактов определяются их геометрией, степенью трещиноватости пород, соотношением местных областей питания и разгрузки пресных трещинно-жильных вод. Многочисленны случаи сильной обводнённости карбонатных толщ в долинах рек, заложенных в зонах разломов или пересекаемых ими. Подземные воды в них имеют более низкую минерализацию.

Ещё меньше изучена восходящая разгрузка глубокозалегающих минерализованных вод в верхнюю зону гипергенеза. Известно, что в результате этих процессов сформировались Ассинское и Мулдаккульское месторождения минеральных вод, Катав-Ивановские минеральные источники, а также озеро Мулдаккуль с сильно солёной водой (14–25 г/л) хлормагниевого типа.

3.4. Гидрогеологические взаимоотношения Южного Урала с сопредельными структурами Восточно-Европейской платформы

Западно-Уральская внешняя зона складчатости, как одна из тектонических структур первого порядка Южного Урала, в гидрогеологическом отношении является краевой частью (бортом) Волго-Уральского сложного артезианского бассейна (И.К. Зайцев, В.А. Кирюхин, Н.И. Толстихин и др.). По характеру скоплений пластовых трещинных и трещинно-карстовых подземных вод в палеозойских отложениях этой зоны выделяется, как указывалось, Западно-Уральский ААБ склонового типа [Попов, 1985]. К востоку от него расположен Центрально-Уральский бассейн трещинных вод орогенного типа, а к западу — Предуральский (Бельский) артезианский бассейн предгорного типа. Ещё дальше к западу, в пределах Волго-Уральской антеклизы расположен Волго-Камский артезианский бассейн, являющийся классическим бассейном платформенного типа. Границы между всеми

этими гидрогеологическими структурами проходят по зонам крупных высокоамплитудных надвигов.

Подземные воды в верхней части палеозойского разреза Западно-Уральского бассейна, выполненного каменноугольными и девонскими отложениями, получают инфильтрационное питание в основном на площадях выхода пород на поверхность, а также за счёт перетоков вод из зоны активной трещиноватости Центрально-Уральского бассейна, представленного здесь гидрогеологическими структурами Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория. К западу карбонатные (к югу от широтного течения р. Ик карбонатно-терригенные) толщи карбона и девона по системе дизъюнктивных тектонических нарушений погружаются на глубину до 1 км и более в Предуральский прогиб.

В связи со сложными геолого-структурными условиями зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала по вопросу о гидрогеодинамических и гидрогеохимических взаимоотношениях Западно-Уральского, Предуральского и Волго-Камского бассейнов существуют различные точки зрения.

Н.К. Игнатович [1948] считал, что Урал на протяжении большого отрезка геологического времени не оказывал активного воздействия на формирование подземного стока в глубоких горизонтах палеозоя Предуральского краевого прогиба и сопредельных районов платформы. Метаморфизованные хлоркальциевые рассолы Волго-Уральской области он рассматривал как седиментогенные, не участвующие ныне в региональном водообмене.

А.И. Силин-Бекчурин [1949], напротив, основной областью питания подкунгурских водоносных комплексов палеозоя признавал Уральское горно-складчатое сооружение, откуда воды под действием гидростатического напора, обусловленного его высотным положением, «выжимаются», «продавливаются» через прогиб на платформу в виде крепких рассолов. В Бельской депрессии одновременно предполагается сток рассолов в Прикаспийскую впадину, которая считается региональной областью разгрузки глубоких подземных вод всего Волго-Уральского региона.

В.А. Кротова [1969] в его пределах выделяет основные и дополнительные области питания глубокозалегающих комплексов палеозоя. К первым отнесены передовые хребты Урала и Тиман, а ко вторым — возвышенности и крупные водоразделы во внутренних частях бассейна. На Урале в качестве областей внешнего инфильтрационного питания указаны два наиболее благоприятных участка, один из которых примыкает к Соликамской, а другой к Бельской впадине. Это, как пишет автор, «... хорошо вяжется с отсутствием промышленных скоплений нефти в девонских и каменноугольных отложениях в прилегающих к указанным участкам платформы районах Башкирии».

Б.В. Озолин [1967] областью питания каменноугольных и девонских водоносных комплексов Бельской впадины Предуральского прогиба счи-

тал западный склон Урала (включая район Каратау и Уфимского амфитеатра), а областью дренажа — Прикаспийскую впадину.

Основными областями питания Волго-Уральского артезианского бассейна Г.П. Якобсон [1967] назвал крупные внутриплатформенные сводовые поднятия (Токмовское, Воронежское, Татарское и др.). Урал отнесён им к дополнительной области питания водоносных комплексов карбона и девона платформы; сток с него, по представлениям Г.П. Якобсона, имеет место в Бельской впадине и сопредельной части Восточно-Европейской платформы. Встреча направленных отсюда потоков в глубоких частях недр происходит на юго-восточном склоне платформы, где формируется общий сток в Прикаспийскую синеклизу. Движение подземных вод, судя по схемам изопьез Г.П. Якобсона, обеспечивается весьма малыми гидравлическими уклонами ($n\times10^{-4}$—$n\times10^{-5}$). Скорости движения рассолов в продуктивных горизонтах нижнего карбона и среднего – верхнего девона, определённые с помощью линейного закона Дарси, оценены в сантиметры в год. В итоге сделан вывод о многократном водообмене, происшедшем в осадочной толще, и тем самым признан инфильтрационный генезис хлоридных натриево-кальциевых рассолов Волго-Уральского бассейна.

Гидродинамическая схема Г.П. Якобсона и вытекающие из неё основные выводы, в том числе о роли Урала в формировании глубокозалегающих рассольных вод Предуралья, были использованы В.Ф. Ткачёвым в монографии «Гидрогеология СССР (Башкирская АССР), 1972». В частности, приняв скорость движения рассолов в карбонатно-терригенном комплексе верхнего – среднего девона равной 1 см/год, а также неизменность направления стока с Урала в прогиб в течение 225 млн. лет, когда, как считается, господствовал «промывающий» гидрогеодинамический режим в глубоких горизонтах палеозоя, подсчитано, что на «восточном крыле бассейна», в структурном отношении отвечающем склону орогена, прогибу и прилегающей части антеклизы и имеющем ширину до 150 км, произошло 15 циклов полного водообмена. На западном, целиком платформенном «крыле» шириной 400 км кратность водообмена составила ~ 5. В соответствии с этими построениями, взаимодействие глубинных потоков рассолов с западного и восточного «крыльев» бассейна происходит приблизительно в районе среднего течения р. Дёмы. Совершенно очевидно, что в подобной гидрогеодинамической ситуации создаётся крайне неблагоприятная обстановка для сохранения в карбонатно-терригенном комплексе среднего – верхнего девона — этой главной нефтегазоносной толще Урало-Поволжья как седиментогенных рассолов, так и залежей углеводородов.

Подобные гидрогеодинамические построения, предусматривающие существование региональных латеральных потоков рассолов в глубоких горизонтах с западного склона Урала на платформу через Предуральский прогиб, не могут быть приняты по следующим причинам.

1. Дальний латеральный массоперенос из передовых складок Урала маловероятен в силу структурно-тектонических и литолого-фациальных особенностей восточной окраины Волго-Уральского седиментационного бассейна. Установлено [Казанцев, 1984; Пучков, 2000], что западный склон Урала и Предуральский прогиб сильно осложнены региональными надвигами субмеридионального направления и поперечными сдвигами, по плоскостям которых в соприкосновение приведены различные по возрасту и литологии горизонты палеозоя (рис. 3.7). Предуральский прогиб, в частности его Бельская и Юрюзано-Сылвинская депрессии, многокилометровыми надвигами нарезан на серию тектонических пластин, последовательно надвинутых друг на друга с востока с вертикальной амплитудой смещения в сотни метров. Вследствие этого, а также в связи с литологической (фильтрационной) анизотропностью осадочных пород нельзя сопоставлять уровни вод горизонтов палеозоя, определённые на разных структурах, и использовать эти данные для построения гидродинамических карт.

2. Величина гидравлического градиента в Волго-Уральской области ($n\times(10^{-4}–10^{-5})$) во многих случаях является критической, т.е. не обеспечивающей дальнюю латеральную миграцию вод. Исследования А.Е. Гуревича [1969], Ю.П. Гаттенбергера [1971], А.Е. Валукониса и А.Е. Ходькова [1973] и других показали, что при низких градиентах напора действительная скорость движения глубинных вод на два–три порядка меньше, чем это следует из уравнения Дарси, и использовать при этом расчётные скорости движения для оценки темпов водообмена нельзя.

3. Расчётные скорости движения подземных вод (сантиметры в год) и полученное по ним число циклов инфильтрационного водообмена в глубоких горизонтах палеозоя не могут быть приняты с точки зрения баланса вещества. Так, если всё же apriory допустить сток в карбонатно-терригенном коллекторе девона с Урала через прогиб на платформу (на глубине до 3–5 км), то расход воды в Бельской депрессии через сечение 1 м^2 пород с пористостью 20% при скорости движения 1 см/год за 225 млн. лет — время, в течение которого, как предполагалось, осуществлялся региональный промыв глубоких горизонтов, составит 45×10^4 м^3. Эта вода при средней минерализации в девонских отложениях 150 г/л на Кинзебулатовской и Карлинской площадях, расположенных примерно в 20 км от гипотетической «области питания» (Урал), должна унести $6{,}75\times10^4$ т солей. Общий же вес пород расчётного блока составляет всего 5×10^4 т (20 000 м$\times$ $\times$1 м$^2\times$2,5 т/м^3). Получается парадоксальный результат: суммарное содержание водорастворённых солей, прошедших через породу, превышает вес самой породы. Этот факт явно противоречит представлениям о промывающем гидродинамическом режиме в глубоких горизонтах — главному постулату инфильтрационной гипотезы, согласно которому компоненты солевого состава рассолов заимствуются из вмещающих их пород.

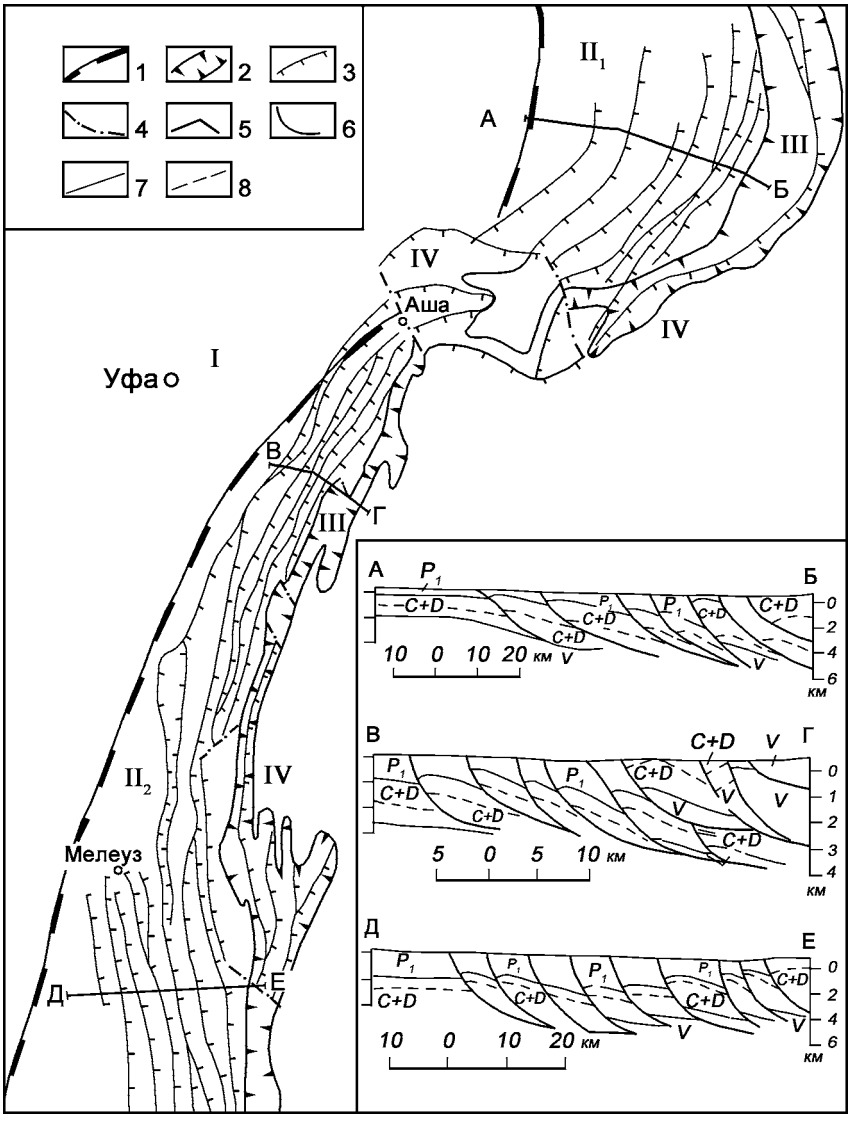


Рис. 3.7. Тектоническая карта и разрезы Предуральского прогиба (по Ю.В. Казанцеву [1984] схематизированные; гидрогеологическое районирование В.Г. Попова [1985])

Условные обозначения. ***На карте:*** 1 — западная граница Предуральского прогиба; 2 — контуры выходов каменноугольных и девонских пород на западном склоне Урала; 3 — линии надвигов на поверхности земли; 4 — линии сдвигов; 5 — линии разрезов. ***На разрезах:*** 6 — линии надвигов; 7 — стратиграфические границы; 8 — кровля нижнего карбона. ***Гидрогеологическое районирование:*** I — Волго-Камский артезианский бассейн (АБ); II — Предуральский АБ (II 1 — Юрюзано-Сылвинский АБ, II 2 — Бельский АБ); III — Западно-Уральский ААБ; IV — бассейн трещинных вод Урала

4. Представления о возобновляемости подземных вод в глубоких горизонтах палеозоя Волго-Уральского артезианского бассейна в целом и его Предуральской части, в частности, вступают в кардинальное противоречие с седиментогенно-эпигенетической теорией формирования хлоркальциевых рассолов (Е.А. Басков, М.Г. Валяшко, И.К. Зайцев, А.А. Карцев, С.Р. Крайнов, Н.А. Маринов, Н.И. Толстихин, В.Г. Попов, А.Е. Ходьков и др.). Комплексом экспериментальных, балансовых литолого-гидрогеохимических и гидрогеохронологических исследований доказано, что их природа связана с процессами плотностной конвекции хлормагниевой маточной рапы из пермских эвапоритовых палеобассейнов в подстилающие породы палеозоя и последующей метаморфизации её главным образом за счёт метасоматической доломитизации карбонатных пород [Попов, 1989, 1994, 2000, 2002, 2004 и др.].

При оценке гидрогеологической роли горных сооружений в питании артезианских горизонтов сопредельных прогибов и платформ следует учитывать ряд факторов:

- гипсометрическое положение, площадь выхода и проницаемость водоносных осадочных пород;
- климат, определяющий величину инфильтрационного питания;
- присутствие в верхней части разреза экранирующих глинистых отложений;
- наличие глубоковрезанной речной сети, перехватывающей подземный сток с горного сооружения вглубь артезианского бассейна;
- тектоническую ситуацию в краевой (предгорной) части артезианского бассейна.

Передовые складки Южного Урала характеризуются низкогорным рельефом с преобладающими абсолютными отметками выходов пород карбона и девона на поверхность +400...+600 м. Отметки уровня пресных подземных вод здесь обычно не превышают 200–250 м. От Урала кровля каменноугольных водоносных комплексов погружается в Бельской впадине до –600...–800 м, а затем вновь поднимается до –200...–100 м. Одновременно пресные воды сменяются рассолами с минерализацией до 250–300 г/л и плотностью до 1,227 г/см^3. Отметки уровней их составляют +100...+110 м, а величина гидравлического уклона $n\times10^{-4}$. В подобной ситуации с точки зрения энергетики процесса вряд ли возможно перемещение в указанном направлении латерального потока инфильтрогенных подземных рассолов, на что обращали внимание ещё И.К. Зайцев и Н.И. Толстихин [1972].

Площадь выходов пород палеозоя во внешней зоне складчатости Южного Урала («главной области питания») составляет около 6 тыс. км^2, что много меньше площади их развития в области погружения («стока, или создания напора») — примерно 40 тыс. км^2. Среднегодовое количество осадков в северной половине внешней зоны складчатости составляет 550 мм/год, а в южной — 450 мм/год. В первом районе карбонатные поро-

ды, подверженные интенсивному карстовому процессу, более проницаемы, чем терригенные во втором, где они к тому же перекрыты глинистым чехлом, препятствующим поступлению вод в подстилающие коллекторы и способствующим расходованию атмосферных осадков на формирование поверхностного стока. Но, с другой стороны, карбонатные толщи отличаются большей сдренированностью, благодаря глубоковрезанной речной сети системы Белой, Зилима, Инзера, Сима и др. Всё это указывает на неоднородные, в целом сложные условия формирования подземных вод в разных частях западного склона Урала.

И всё же основным фактором, определяющем характер гидрогеологических взаимоотношений Южного Урала и Предуралья, по нашему мнению, являются не ландшафтно-климатические особенности региона, а его тектоника, вызвавшая широкое развитие региональных надвигов, трассирующихся в прогибе параллельно горно-складчатому сооружению на десятки и сотни километров, и осложняющих их сдвигов (см. рис. 3.7). Зоны дизъюнктивных тектонических нарушений в Предуральском прогибе и Западно-Уральской зоне складчатости в гидрогеологическом отношении играют двоякую роль [Попов, Абдрахманов, 1984; Попов, 1985]. С одной стороны, они выступают как экраны на пути подземного стока с Урала в горизонтах карбона и девона, а с другой — как каналы вертикального массопереноса, перехватывая этот сток по восточному борту прогиба и способствуя его разгрузке в вышележащие горизонты и в конечном итоге на поверхность. Таким образом, дизъюнктивные нарушения независимо от их физической сущности (флюидопроницаемости) препятствуют латеральному стоку в глубоких горизонтах и, тем самым, вызывают гидрогеологическую разобщённость Южного Урала и Предуралья.

Помимо тектонического фактора, играющего в исследуемом регионе главную роль, важное значение, как показано В.И. Дюниным [1985] на примере Восточно-Предкавказского и Западно-Сибирского бассейнов, играют геофильтрационные свойства пород. По мере удаления от горного обрамления платформ, согласно выполненным им расчётам, латеральные фильтрационные сопротивления в породах неизбежно возрастают, а вертикальные, напротив, снижаются. В результате этого закономерного явления уже на небольшом расстоянии от горного сооружения (километры – первые десятки километров) субвертикальная миграция рассолов через слоистые толщи приобретает доминирующую роль.

Именно с зонами надвигов на границе орогена и прогиба связаны Тереклинские, Ташастинский, Аскынские, Красноусольские минеральные источники, являющиеся очагами разгрузки в различной степени глубинных вод. При наличии в верхних частях разреза хорошо проницаемых буферных горизонтов наблюдается скрытый (межпластовый) переток в них восходящих с глубины вод. Такого рода разгрузкой обусловлено, например, присутствие сульфидных хлоридных вод в терригенных

отложениях нижней перми во внутренней зоне Бельской депрессии (бассейн р. Иртюбяк).

Тектоническую природу имеет также и большинство высокодебитных (до 200–300 л/с) маломинерализованных источников, приуроченных к каменноугольным и девонским отложениям западного склона Урала и внутренней зоны Бельской впадины. Так, в интенсивно дислоцированной зоне Хлебодаровского надвига на контакте карбонатных каменноугольных и терригенных нижнепермских пород находятся источники Берхомут и Аскинкуль с суммарным дебитом > 3 м^3/с. Таким образом, в проницаемых зонах надвигов осуществляется разгрузка подземных вод с различных глубин, из различных гидрогеодинамических зон.

В подобных геотектонических и гидрогеодинамических условиях опресняющее влияние Урала сказалось главным образом в верхней части разреза палеозоя (до 1,0–1,5 км), да и то лишь в сравнительно узкой, примыкающей к нему части прогиба, где скважинами на Саитбабинской, Зилимской, Уразбаевской, Красноусольской и других площадях установлены слабые ($M < 50$–60 г/л) и/или низкометаморфизованные (rNa/rCl 0,87–1,0) рассолы с невысокими концентрациями брома (5–60 мг/л), характерными для инфильтрогенных вод.

В целом же к западу от Урала геохимический облик вод глубоких горизонтов палеозоя, как правило, коренным образом меняется. На глубинах $> 1{,}5$–2 км в Бельском бассейне каменноугольные и девонские породы насыщены азотно-метановыми (метановыми) крепкими рассолами (до 250–280 г/л) хлоркальциевого типа с высокой степенью метаморфизации (rNa/rCl 0,28–0,75), являющимися типичными водами нефтяных месторождений Волго-Уральской области. Содержание брома в них составляет 500–900 мг/л и более. Они установлены скважинами на Архангельской, Бакракской, Табынской, Саратовской, Северо-Араслановской, Белоглинской, Исимовской, Беркутовской, Воскресенской и других площадях. Подобные же метаморфизованные рассолы обнаружены также и в целом ряде пунктов Юрюзано-Сылвинского, Соликамского и Верхне-Печорского бассейнов, расположенных в средней и северной частях Предуральского прогиба.

При этом нередко в соседних структурах, одна из которых находится на западном склоне Урала, а другая во внутренней зоне прогиба, вскрываются воды разных генетических типов. Например, по данным Е.А. Барс и др. [1975], нижнекаменноугольные отложения в пределах Вуктыльской структуры Верхне-Печорской впадины заключают крепкие высокометаморфизованные (седиментогенные) рассолы, а в пределах Югид-Вуктыльской, расположенной на склоне Урала,— пресные инфильтрогенные воды. Палеозойская толща здесь сильно дислоцирована.

Смена химического состава вод глубоких горизонтов палеозоя во внутренней (предгорной) зоне Предуральского артезианского бассейна

заставляла предполагать наличие здесь какого-то барьера, препятствовавшего проникновению вод с Урала [Гидрогеологические ..., 1973; Пуркина, 1979]. Сейчас вряд ли может вызвать сомнение, что в качестве изолирующих барьеров в Бельском бассейне выступают Ковардинский, Архлатышско-Саитбабинский, Арларовский, Таушский, Хлебодаровский и другие надвиги, а в Юрюзано-Сылвинском — Турсальский, Карантауский, Апутовский и др., расположенные в зоне сочленения Предуральского и Западно-Уральского бассейнов. Всего в пересечениях Предуральского прогиба при ширине его 30–70 км фиксируется от четырех до десяти дизъюнктивов и соответствующее им число тектонических пластин. Амплитуды вертикальных смещений пластин (одна относительно другой) достигают 500 м и более (см. рис. 3.7).

Надо отметить, что наряду с азотно-метановыми крепкими метаморфизованными рассолами хорошо выраженного хлоркальциевого типа в девонских и каменноугольных отложениях Бельского бассейна встречаются также и опреснённые (< 150 г/л) сероводородные рассолы хлормагниевого типа, состоящие почти нацело из хлористого натрия. Особенно характерны они для района Ишимбайского нефтяного месторождения (скважины № 300 Ишимбай, № 154 Кинзебулатово, № 74 Воскресенка). Генезис этих рассолов, нередко используемых в качестве доказательства стока в глубоких горизонтах с Урала в прогиб, судя по всему, связан не только (и не столько) с влиянием горно-складчатого сооружения, сколько с проникновением по зонам разрывных тектонических нарушений в самой Бельской впадине вод из верхних (пермских) горизонтов, содержащих галогенные породы. Учитывая сильную дислоцированность и резкие колебания мощности галогенного кунгура, являющиеся следствием «бульдозерного» эффекта надвигообразования, а также отсутствие сколько-нибудь выдержанных водоупоров в карбоне и девоне, нисходящая разгрузка инфильтрогенных вод из надкунгурских отложений в глубокие горизонты при соответствующем соотношении напоров по вертикали вполне реальна.

Судя по имеющимся данным, весьма незначительную роль в питании вод карбона и девона Волго-Камского бассейна имеет Каратауский структурный комплекс, выдвинутый из Уфимского амфитеатра непосредственно в область платформы и ограниченный со всех сторон тектоническими нарушениями. Опресняющее влияние его на воды указанных отложений заметно лишь в пределах узкой полосы, где на глубине 1,4–1,9 км обнаружены относительно слабометаморфизованные (rNa/rCl 0,88–0,93) и слабоминерализованные (23–103 г/л) воды с низкими концентрациями брома — 26–153 мг/л (скв. №№ 23 и 25 Северо-Культюбинской площади). На соседних Культюбинской (скв. №№ 2 и 6) и Красноключевской (скв. № 14) площадях минерализация и метаморфизация вод терригенного девона резко возрастают (220–290 г/л; rNa/rCl 0,48–0,69; $CaCl_2$ 23–44%; Br 680–1 900 мг/л).

Изложенный материал позволяет считать, что глубокие гидрогеологические комплексы Предуральского и Волго-Камского артезианских бассейнов не имеют прямой гидрогеодинамической (и гидрогеохимической) связи с таковыми Западно-Уральского бассейна. Роль Урала в формировании подземных вод более или менее существенна только для относительно узкой примыкающей к нему внутренней части прогиба.

К настоящему времени открыты месторождения нефти и газа в каменноугольных и девонских отложениях внутренней зоны прогиба на всем его протяжении, которые подтверждают этот вывод: Песчаниковское, Гажское, Ульяновское и др. (Соликамская впадина), Усьвинское, Кедровское, Бухарское, Апутовское и др. (Юрюзано-Сылвинская впадина), Архангельское, Бакракское, Подгорновское, Саратовское и др. (Бельская впадина). Все эти месторождения приурочены к структурам, генетически связанным с зонами надвиговых дислокаций [Казанцев, 1984].

В пределах же самого западного склона Урала инфильтрационный водообмен не распространяется на большие глубины. Так, нижне- и среднекаменноугольные отложения передовых складок Среднего Урала, по данным И.Н. Шестова и А.В. Шурубора [1975], насыщены рассолами (> 200 г/л, rNa/rCl 0,56–0,59) с высокими концентрациями брома, йода, аммония, что служит показателем застойного водного режима недр и благоприятным фактором сохранения углеводородных залежей.

В Южноуральской зоне передовых складок на глубине до 1,9–2,5 км обнаружены как хлоридные натриевые инфильтрогенные воды с минерализацией до 280 г/л (Саитбабинская, Таушская, Архлатышская площади), так и седиментогенные хлоридные кальциево-натриевые рассолы (до 203 г/л), которые представляют закономерный итог геохимической эволюции подземной гидросферы в палеозое и последующих периодах и отвечают определённым стадиям взаимодействия её твёрдой и жидкой фаз. Более подробная характеристика рассолов приводится в разделе 4.2.

Резюмируя изложенное выше, следует заключить, что составные элементы Волго-Уральского сложного артезианского бассейна (гидрогеологические структуры западного склона Урала, Предуральского прогиба и Волго-Уральской антеклизы) являются гидрогеологически автономными сооружениями с крайне ограниченной гидродинамической связью по глубоким горизонтам. Одна из главных причин их разобщённости и сохранения древних седиментогенных рассолов в недрах орогена и прогиба заключается в экранирующем воздействии региональных надвигов, препятствующих существованию в глубокозалегающих комплексах палеозоя латеральных потоков.

Глава 4

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

4.1. Гидрогеохимические закономерности зоны гипергенеза Южного Урала

4.1.1. Общие черты геохимии подземных вод

На Южном Урале зона гипергенеза — это верхняя оболочка земной коры, сложенная позднепротерозойскими и палеозойскими метаморфическими, магматическими и вулканогенно-осадочными образованиями, литолого-гидрогеохимическое состояние которой определяется комплексом взаимосвязанных процессов физического, химического и биологического выветривания, протекающих в нормальных *PT*-условиях. Характер, интенсивность и направленность этих процессов в значительной степени определяются подземными водами, генетически связанными с питающими их атмосферными осадками и являющимися одним из главных компонентов зоны гипергенеза. В этой зоне вода выполняет две различные, но одинаково важные функции — активной химической среды при взаимодействии с породой и транспортирующего агента, обеспечивающего удаление образующихся продуктов выветривания из литолого-гидрогеохимических систем.

Как уже указывалось, мощность зоны региональной трещиноватости, находящейся в сфере воздействия гипергенных процессов выветривания, в регионе обычно составляет 40–60 м. В крепких разностях пород с жёсткими связями (кварциты, кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, конгломераты, кварцевые порфиры и порфириты, яшмы и др.) в условиях сильной пликативной и дизъюнктивной дислоцированности она достигает 100–150 м, а в растворимых карбонатных осадках — 300 м и более.

Зона региональной трещиноватости пересекается разломами и связанными с ними зонами тектонического дробления и рассланцевания пород (локальная трещиноватость), которые могут быть обводнены на значительно бóльшую глубину в основном за счёт гидравлической связи с породами зоны выветривания. Этим обусловлено геохимическое сходство трещинно-жильных (локально-трещинных) вод, которые развиты в приповерхностной части зоны гипергенеза, с регионально-трещинными водами.

В карбонатных породах заключены пластовые трещинно-карстовые (трещинно-кавернозные) скопления подземных вод. Наиболее широко они развиты в пределах внешней зоны складчатости Западного Урала, но часто встречаются и во внутригорных (внутриструктурных) бассейнах Центрально-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклинория.

Геохимические особенности подземных вод Южного Урала определяются разнообразием природных условий, гипсометрически приподнятым расчленённым горным рельефом, интенсивным водообменом в магматических, сильнолитифицированных и метаморфизованных осадочных породах, находящихся под влиянием дренирующего воздействия местной гидрографической сети. В результате взаимодействия инфильтрующихся атмосферных осадков с различными по литологии, возрасту и генезису породами на Южном Урале в зоне гипергенеза формируются холодные (4–6°С) кислородно-азотные пресные воды разнообразного ионно-солевого состава (рис. 4.1).

Атмосферные осадки служат не только основным источником питания подземных вод зоны гипергенеза, но и существенным источником привноса в них растворённых веществ. Средняя годовая минерализация осадков на Южном Урале составляет 20 мг/л (см. раздел 1.2). Они имеют смешанный состав главных ионов, среди которых преобладающими являются сульфатный (50,0–51,3%, или 4,9–7,2 мг/л) и кальциевый (37,7–48,1%, или 1,2–2,8 мг/л). Среди анионов второе место занимает хлоридный ион (26,5–28,9%, или 1,9–3,0 мг/л), третье — гидрокарбонатный (20,1–23,5%, или 2,9–3,6 мг/л), а среди катионов соответственно — натрий (29,2–31,4%, или 1,4–2,3 мг/л) и магний (22,7–30,8%, или 0,6–0,8 мг/л). По классификации О.А. Алёкина [1970] и Е.В. Посохова [1975] атмосферные воды относятся к типу II (сульфатнонатриевому). Величина pH изменяется в пределах 5,8–6,2, концентрация CO_2 9–16, O_2 3–6 мг/л. Содержание $Ca(HCO_3)_2$, соли континентального происхождения, составляет 17–46%, $CaSO_4$ и $MgSO_4$, солей смешанного континентально-техногенного происхождения,— 35–60%, а NaCl, соли морского происхождения,— 14–31%. Общее количество минеральных веществ, поступающее с осадками на 1 км^2 площади исследуемого региона, составляет 8–15 т/год, а в районах атмотехногенных воздействий (г. Белорецк) — до 41 т/год.

Минерализация подземных вод зоны экзогенной трещиноватости на большей части территории Южного Урала изменяется от первых десятков до 300–500 мг/л. В гидрогеологически «открытых» районах, на обнажённых гребнях хребтов и водоразделах, а также грубообломочных делювиальных шлейфах вдоль гребней хребтов и у подножий склонов выпадающие жидкие осадки, частично воды ручьёв, стекающих со склонов, сразу же поглощаются трещинами и межглыбовыми промежутками труднорастворимых кристаллических пород. В этом случае гидрогеохимическое влияние атмосферных вод наиболее значимо: компоненты их ионно-солевого состава

вместе с растворителем сразу же поступают в подземные воды. При этом общий вклад минеральных веществ метеорного происхождения в минерализацию ультрапресных вод достигает 30–50% и более. Особенно велика доля атмосферных осадков (до 70–90%) в формировании сульфатного, хлоридного, иногда кальциевого ионов подземных вод.

Существенно иная ситуация создалась в гидрогеологически «закрытых» районах — на пологих склонах водоразделов и плато низкогорного Урала и равнинных пространствах Зауралья, где атмосферное питание поступает в подземные воды через почвенный слой и глинистые отложения элювио-делювия, а местами через породы коры выветривания значительной мощности (до 50–85 м). В этих условиях гидрогеохимические процессы, контролирующие величину минерализации и состав подземных вод, протекают в трёхфазной системе «атмосферная вода – почвенно-покровные отложения – коренные породы». В покровных отложениях за непродолжительное время происходит рост минерализации инфильтрующихся осадков за счёт различных физико-химических и биохимических процессов (растворения, выщелачивания, гидролиза, окисления и др.). Минерализация атмосферных вод, просочившихся через почвенный слой и элювиально-делювиальные отложения зоны аэрации, повышается в 1,5–2 раза и достигает 30–50 мг/л.

Опытные гидрогеохимические исследования, выполненные на Зилаирском плато (см. табл. 1.17), показали, что при воздействии дистиллированной воды на почвогрунты образуются гидрокарбонатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные растворы с минерализацией 11–45 мг/л. Катионный состав их характеризуется резким преобладанием кальция и магния (в сумме до 90–100%), и только в отдельных вытяжках содержание щелочных элементов (натрия и калия) достигает 23, в одном случае 64%.

В результате отмирания растительных остатков и микробиологических процессов почвенный слой обогащается органическими соединениями (в частности, гумусом), газами биохимического происхождения, а также элементами, извлекаемыми из трещинно-грунтовых вод. Вследствие окисления ОВ количество O_2 в водах уменьшается, а CO_2 увеличивается, снижается величина pH (до 5,9–5,5). Выделяющийся биохимический CO_2 служит источником образования в подземных водах гидрокарбонатного иона. Образующиеся гумусовые вещества почв в количестве до 15% и тонкодисперсные глинистые продукты выветривания обладают высокой адсорбционной активностью (ёмкость поглощённого комплекса до 60–80 ммоль/100 г). Но в связи со щелочноземельным составом катионов поглощённого комплекса покровных отложений (rCa/rNa+rK 10–87; см. табл. 1.18), являющихся продуктом экзогенного преобразования коренных алюмосиликатных и силикатных метаморфических и магматических образований и гидратированных катионов инфильтрующихся атмосферных осадков, существенной

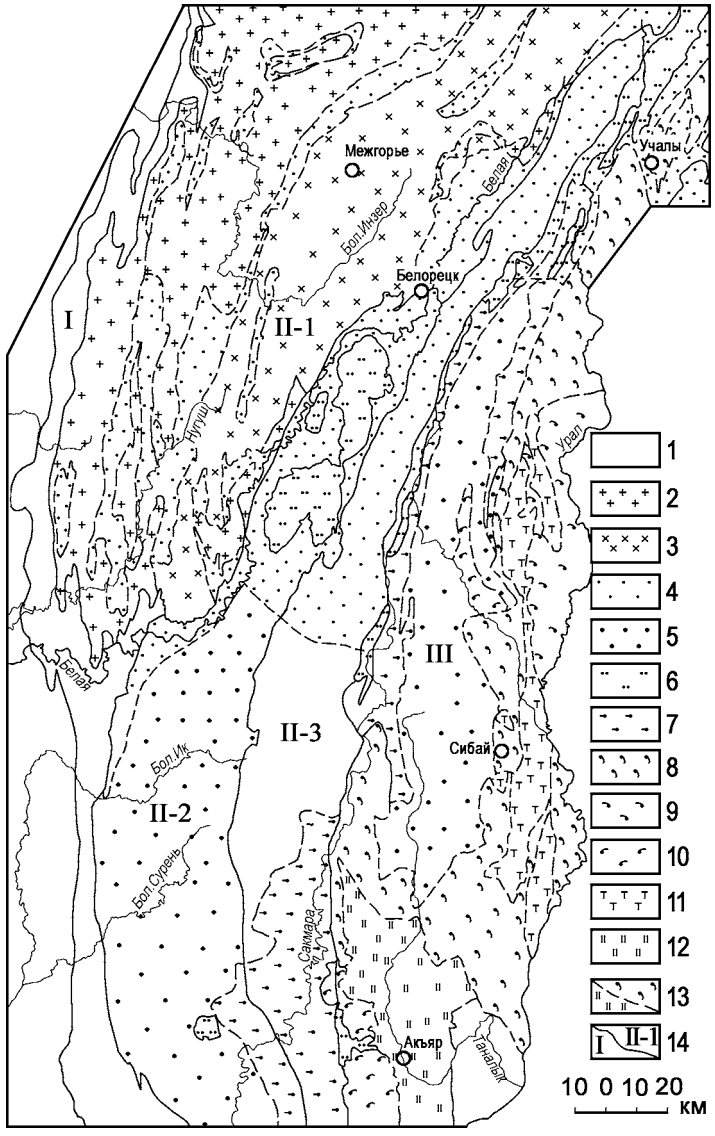


Рис. 4.1. Гидрогеохимическая карта зоны активной трещиноватости Южного Урала (по Н.Н. Толстуновой [2001 г.], с дополнениями)

Условные обозначения: 1–12 — химический состав и минерализация подземных вод: 1 — гидрокарбонатный кальциевый, магниево-кальциевый и натриево-кальциевый ($M < 0{,}5$ г/л); 2 — гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, реже сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый, натриево-кальциевый, реже трехкомпонентный ($< 0{,}1$ г/л); 3 — гидрокарбонатный кальциево-натриевый, натриево-кальциевый ($< 0{,}1$ г/л); 4 — гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый ($< 0{,}1$ г/л); 5 — гидрокарбонатный кальциевый, магниево-кальциевый, реже натриево-кальциевый (0,1–0,3 г/л); 6 — гидрокарбонатный

метаморфизации последних за счёт обменно-адсорбционных процессов не происходит. Поэтому величина отношения rCa/rNa+rK водных вытяжек остаётся значительно >1 и часто достигает 5–7.

В трещинно-карстовых водах Южного Урала с минерализацией 0,3–0,5 г/л доля минеральных веществ атмосферного происхождения довольно скромная. Это связано с более высокой растворимостью карбонатных осадков по сравнению с магматическими и метаморфическими образованиями.

При оценке роли атмосферных осадков в формировании геохимического облика подземных вод следует также иметь в виду, что до того, как атмосферные воды попадают в зону аэрации, состав их претерпевает значительные изменения при взаимодействии с кронами деревьев и инфильтрации через лесную подстилку. Они заключаются в повышении минерализации и кислотности вод. Вследствие этого ещё более усиливается их агрессивность по отношению карбонатным и алюмосиликатным породам. Увеличение минерализации происходит в основном за счёт гидрокарбонатного и кальциевого ионов. Появляются аммонийный ион (<2 мг/л NH_4^+) и кремнекислота (<2–5 мг/л H_4SiO_4). Считается [Кирюхин и др., 1989], что наибольшее влияние на состав инфильтрующихся дождевых вод оказывают хвойные деревья, произрастающие на большей части территории Южного Урала.

4.1.2. Гидрогеохимия Западно-Уральского бассейна

В формировании подземного стока карбонатных и терригенно-карбонатных толщ карбона и девона, слагающих низкогорные хребты Западно-Уральского ААБ, участвуют атмосферные осадки, поверхностные воды, а также трещинные воды, поступающие с востока из обрамляющих, расположенных гипсометрически выше гидрогеологических структур Башкирского антиклинория и Уралтауского синклинория. Под их совокупным влиянием на Западном Урале образовалась мощная (до 300–400 м) зона пресных гидрокарбонатных вод.

магниевый (0,1–0,5 г/л); 7 — гидрокарбонатный магниево-кальциевый, кальциево-магниевый, натриево-кальциевый (0,3–0,5 г/л); 8 — хлоридно-гидрокарбонатный, реже сульфатно-гидрокарбонатный с переменным двухкомпонентным катионным составом (0,5–1 г/л); 9 — гидрокарбонатно-сульфатный, сульфатно-гидрокарбонатный трехкомпонентный катионный состав с преобладанием натрия (0,5–1 г/л); 10 — гидрокарбонатный, редко сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый, натриево-кальциевый (<1 г/л); 11 — сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный трехкомпонентный катионный состав, часто с преобладанием натрия (1–3 г/л); 12 — хлоридно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, иногда сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатный двух- и трехкомпонентный катионный состав (<10 г/л); 13 — гидрогеохимические границы; 14 — границы между гидрогеологическими структурами первого порядка: I — Западно-Уральский адартезианский бассейн, II — Центрально-Уральский бассейн трещинно-жильных вод с бассейнами второго порядка: II-1 — Башкирский, II-2 — Зилаирский, II-3 — Уралтауский, III — Магнитогорский

Главная роль в формировании химического состава вод принадлежит процессам конгруэнтного растворения карбонатных осадков (известняков и доломитов), а также выщелачивания карбонатного цемента терригенных пород, протекающим под воздействием растворённой в водах углекислоты:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^-,$$
$$CaCO_3 \times MgCO_3 + CO_2 + 2H_2O \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4HCO_3^-.$$

При отсутствии в водах CO_2 растворимость $CaCO_3$ равна всего 13 мг/л. При содержании в атмосферном воздухе 0,03% CO_2 количество растворённого в дистиллированной воде свободного CO_2 составляет ~0,5 мг/л, а равновесного с ним $CaCO_3$ — 60 мг/л. Установлено, что в подземном воздухе при окислении органических веществ содержание биохимического CO_2 возрастает до 1–5%, иногда более. Одновременно увеличивается концентрация CO_2 и в подземных водах: на Южном Урале до 20–30 мг/л и редко выше. При таких количествах углекислоты растворяющая способность воды по отношению к $CaCO_3$ увеличивается до 300–500 мг/л. При растворении CO_2 в воде появляются ионы H^+, HCO_3^- и CO_3^{2-}:

$$CO_2 + H_2O = H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3 \leftrightarrow 2H^+ + CO_3^{2-}.$$

Эти ионы находятся между собой и угольной кислотой в тесной взаимосвязи, образуя карбонатную систему химического равновесия. Соотношения форм карбонатного равновесия определяют величину pH подземных вод (табл. 4.1).

На практике же, наоборот, кислотно-щелочной потенциал pH обычно используется как показатель состояния карбонатного равновесия и по величине pH судят о его компонентном составе. В околонейтральной среде, свойственной подземным водам карбонатных пород Южного Урала, в них абсолютно преобладают гидрокарбонатные ионы. Карбонатные ионы появляются в значимых концентрациях при величине pH > 9, а гидрокарбонатные исчезают при pH < 5. Такие экстремальные кислотно-щелочные условия не характерны для подземных вод карбонатных толщ внешней зоны складчатости Западного Урала.

Таблица 4.1

Зависимость pH от содержания угольной кислоты и её производных (%)

Форма	pH							
	4	5	6	7	8	9	10	11
$[H_2CO_3]+[CO_2]$	99,7	97,0	76,7	24,99	3,22	0,32	0,02	–
$[HCO_3]$	0,3	3,0	23,3	74,98	96,70	95,84	71,43	20,0
$[CO_3^{2-}]$	–	–	–	0,03	0,08	3,84	28,55	80,0

В природных условиях в карбонатных толщах с карбонатной системой равновесия кроме H_2CO_3 и её производных H^+, HCO_3^- и CO_3^{2-} связаны ионы кальция и магния. Равновесие в этой сложной гетерогенной карбонатно-кальциевой системе, в которую входят газообразные, жидкие и твёрдые вещества, изображается следующим образом:

$$pCO_{2\,атм} \leftrightarrow pCO_{2\,воды} \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow HCO_3^- + H^+ \leftrightarrow CO_3^{2-} + H^+ \leftrightarrow$$
$$\leftrightarrow CO_3^{2-} + Ca^{2+} \leftrightarrow CaCO_{3\,раств} \leftrightarrow CaCO_{3\,тв}.$$

Изменение концентрации одного из компонентов этого ряда неизбежно влечёт за собой изменение концентрации других. Главная роль среди них принадлежит парциальному давлению углекислого газа (pCO_2), определяющему количество в подземных водах свободной углекислоты ($CO_{2\,своб}$). Когда содержание $CO_{2\,своб}$ в водах больше того количества CO_2, что нужно для равновесия, произойдет дополнительное растворение $CaCO_{3\,тв}$, которое будет продолжаться до наступления нового равновесия. Напротив, снижение содержания $CO_{2\,своб}$ в равновесной системе вызовет осаждение из раствора части $CaCO_{3\,тв}$ также до установления нового равновесия, но на более низком гидрогеохимическом уровне.

Исходя из этого, количество присутствующего в воде иона HCO_3^- определяется концентрацией агрессивной углекислоты, представляющей избыточную (над равновесной) часть свободной (общей) CO_2, способной дополнительно переводить в раствор карбонат кальция. Наличие агрессивной углекислоты в подземных водах может быть установлено по расчётным данным, учитывающим зависимость содержания HCO_3^- от $CO_{2\,своб}$ (табл. 4.2).

Таким образом, в результате процессов углекислотного растворения и выщелачивания карбонатов кальция и магния из пород трещинно-карстовые воды в зоне интенсивной циркуляции приобретают гидрокарбонатный состав и минерализацию 200–500 мг/л. В исследуемом регионе

Таблица 4.2

Количество HCO_3^-, находящееся в равновесном состоянии со свободной CO_2 (по И.Ю. Соколову [1974])

$CO_{2\,своб}$, мг/л	HCO_3^-, мг/л	$CO_{2\,своб}$, мг/л	HCO_3^-, мг/л	$CO_{2\,своб}$, мг/л	HCO_3^-, мг/л
1	80	12	220	40	320
2	120	14	230	45	330
3	140	16	240	50	340
4	160	18	250	60	360
5	170	20	260	70	380
6	180	25	280	80	390
8	200	30	290	90	410
10	210	35	300	100	420

концентрация HCO_3^- в водах составляет 120–300, редко до 380 мг/л (табл. 4.3). В соответствии с минеральным составом карбонатных пород (см. табл. 2.1) среди катионов в подземных водах превалирует кальций (до 80–90%, или 30–70 мг/л), в заметных количествах присутствует магний (до 30–40%, или 14–26 мг/л). Геохимический тип воды II (сульфатнонатриевый) и только в отдельных пробах воды $rHCO_3^-$ несколько (на 2–3%-моль) превышает $\sum(rCa+rMg)$, что знаменует появление вод очень слабовыраженного типа I (содового).

Иногда содержание магния в водах снижается до 3–4% (см. табл. 4.3, пробы №№ 4, 13) или, напротив, возрастает до 45–52% (пробы №№ 1, 20). Оно зависит от степени доломитизации карбонатных пород. В хемогенном доломите содержание магния составляет 12,5%. В образцах доломитизированных известняков карбона передовых складок Южного Урала оно достигает 4,5% (см. табл. 2.1, № 7).

Ниже приводится формула химического состава воды одного из самых крупных источников Южного Урала «Берхомут» гидрокарбонатного

Таблица 4.3

Химический состав источников Западно-Уральского адартезианского бассейна

№ № проб	Абс. отм., м	Дебит, л/с	М, мг/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^++K^+	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	270	115	548	378,3 85,1	34,1 9,7	13,48 5,2	67,54 46,2	39,88 45,00	14,72 8,8	C_{II}^{MgCa}
2	325	70	309	230,0 93,1	9,13 4,7	3,22 2,2	46,09 56,8	18,0 36,5	2,07 6,7	C_{II}^{MgCa}
3	275	2,5	424	314,3 94,5	12,01 4,6	1,77 0,9	72,14 66,0	22,5 33,0	1,38 1,0	C_{II}^{MgCa}
4	260	1,0	488	323,4 86,6	30,74 10,5	6,38 2,9	101 80,3	2,55 3,3	23,69 16,4	C_{I}^{Ca}
5	280	2,2	351	262,4 95,1	3,36 1,6	5,32 3,3	56,71 62,6	17,15 31,2	6,44 6,2	C_{I}^{MgCa}
6	360	0,5	327	222,7 86,9	21,61 10,7	3,55 2,4	64,93 77,1	9,12 17,9	4,83 5,0	C_{I}^{Ca}
7	305	200	278	201,4 91,7	10,07 5,8	3,19 2,5	48,1 66,7	13,98 31,9	1,15 1,4	C_{IIIa}^{MgCa}
8	210	300	285	207,4 93,4	7,2 4,1	3,19 2,5	52,1 71,4	9,73 21,0	5,52 6,6	C_{I}^{MgCa}
9	420	10	377	283,7 95,5	8,17 3,5	1,77 1,0	56,11 57,5	23,1 39,0	3,91 3,5	C_{II}^{MgCa}
10	220	780	274	192,2 89,0	16,33 9,6	1,77 1,4	46,09 65,0	12,16 28,2	5,52 6,8	C_{II}^{MgCa}
11	340	210	180	122,0 86,2	10,57 9,5	3,55 4,3	30,06 64,7	6,08 21,5	7,36 13,8	C_{II}^{MgCa}
12	380	1,8	461	329,5 91,7	18,73 6,6	3,55 1,7	78,96 66,9	16,66 23,3	13,34 9,8	C_{I}^{MgCa}

Таблица 4.3 (окончаение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
13	307	2	343	250,2 95,8	4,32 2,1	3,19 2,1	73,35 85,5	2,31 4,4	9,89 10,1	C_{II}^{Ca}
14	240	100	440	335,6 95,2	9,13 3,3	3,19 1,5	88,58 76,5	11,79 16,8	8,97 6,7	C_{I}^{Ca}
15	400	1,5	401	280,7 90,6	18,25 7,4	3,55 2,0	76,95 75,6	8,27 13,4	12,88 11,0	C_{I}^{Ca}
16	380	0,15	480	350,8 93,3	17,29 5,9	1,77 0,8	77,15 62,5	23,71 31,7	8,28 5,8	C_{II}^{MgCa}
17	400	4,5	381	268,5 91,5	17,29 7,5	1,77 1,0	82,16 85,2	6,08 10,4	4,83 4,4	C_{II}^{Ca}
18	300	100	236	158,7 85,8	18,25 12,5	1,77 1,7	42,08 68,6	7,9 21,2	7,13 10,2	C_{II}^{MgCa}
19	190	7	379	244,1 79,7	41,31 17,1	5,67 3,2	72,14 71,4	10,46 17,1	4,83 11,5	C_{II}^{Ca}
20	306	2	279	207,5 90,5	12,3 6,8	3,55 2,7	27,45 36,5	23,83 52,1	3,91 11,4	C_{I}^{MgCa}
21	320	250	436	305,1 89,1	20,1 7,5	6,74 3,4	76,15 67,7	5,11 7,5	22,31 24,8	C_{I}^{NaCa}
22	116	7	347	250,2 96,4	3,2 1,2	5,32 2,4	50,7 59,5	18,73 36,2	4,14 4,3	C_{II}^{MgCa}
23	317	0,1	222	134,2 75,9	28,82 20,7	3,55 3,5	28,06 47,5	9,73 27,1	17,25 25,4	SC_{I}^{NaMgCa}
24	298	20	366	274,6 96,4	5,76 2,6	1,77 1,1	62,12 64,9	19,46 33,4	1,84 1,7	C_{II}^{MgCa}
25	235	0,5	397	292,9 94,9	10,09 4,2	1,77 1,0	70,94 70,0	15,69 25,5	5,29 4,5	C_{II}^{MgCa}
26	160	1,8	498	366,1 93,9	10,09 3,3	6,38 2,8	81,76 62,3	26,14 32,8	7,36 4,9	C_{II}^{MgCa}
27	273	5,6	302	207,5 87,2	19,21 10,3	3,55 2,6	48,1 61,6	12,16 25,6	11,5 12,8	C_{II}^{MgCa}
28	200	64	345	256,28 93,3	10,09 4,7	3,19 2	47,29 52,6	23,47 43	4,6 4,4	C_{II}^{MgCa}
29	272	7,7	386	262,4 86	28,82 12	3,55 2	56,11 55,1	19,46 31,5	15,64 13,4	C_{II}^{MgCa}
30	180	9	440	305,1 87,4	25,94 9,4	6,38 3,2	73,15 63,8	20,92 30,1	8,05 6,1	C_{II}^{MgCa}
31	220	0,1	387	274,6 90	15,37 6,4	6,38 3,6	64,53 63	19,58 31,5	6,44 5,5	C_{II}^{MgCa}
32	156	170	355	268,5 96,7	4,8 2,2	1,77 1,1	56,11 61,3	19,46 35	3,91 3,7	C_{I}^{MgCa}
33	270	0,1	280	195,26 92,8	9,61 5,8	1,77 1,5	52,1 75,4	9,73 23,2	1,15 1,4	C_{II}^{MgCa}
34	160	9,7	376	268,48 89,8	15,37 6,5	6,38 3,7	64,53 65,7	19,58 32,9	1,61 1,4	C_{II}^{MgCa}
35	105	14	263	170,9 82,1	20,65 12,6	6,38 5,3	43,09 63	7,78 18,8	14,26 18,2	C_{I}^{Ca}
36	162	350	209	146,4 91,3	3,84 3,0	5,32 5,7	40,08 74,6	7,9 24,3	1,15 1,1	C_{II}^{MgCa}

магниево-кальциевого состава с максимальным дебитом 1 390 л/с, приуроченного к разлому в известняках среднего карбона:

$$M\ 0{,}27\ \frac{HCO^3 89\ SO^4 10\ Cl 1}{Ca\ 65\ Mg\ 28\ Na\ 7}.$$

Этот источник, как и находящийся неподалеку от него источник «Аскинкуль» с дебитом до 1 840 л/с, является очагом разгрузки напорных подземных вод по карстовым каналам зоны сифонной циркуляции.

Как показали аналитические гидрогеохимические определения, в существующих кислотно-щелочных условиях подземных вод карбонатных толщ региона (pH 6,0–7,5) при содержании в водах биохимического $CO_{2\text{своб}}$ на уровне 20–30 мг/л концентрация гидрокарбонатного иона, как правило, не превышает 250–300 мг/л ($M < 0{,}6$ г/л), что близко к равновесному состоянию карбонатной системы (см. табл. 4.2). При более высокой концентрации HCO_3^- и величине pH > 7,5 образуется насыщенная $CaCO_3$ система, а при более низких значениях этих параметров — ненасыщенная, в которой присутствует агрессивная CO_2, способная перевести в раствор дополнительное количество $CaCO_3$. Оно растёт по мере повышения кислотности водной среды и при pH 6,0–6,5 составляет ~ 50%.

В условиях интенсивного карста, сопровождающегося поглощением поверхностных водотоков, и высокой скорости процессов углекислотного выщелачивания карбонатных пород эти процессы на западном склоне Урала имеют свои специфические особенности. Натурные гидрогеохимические исследования [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002] показали, что до 60% карбонатов кальция в трещинно-карстовые воды может поступать с поверхностными водами при их инфлюации, а остальная часть — за счёт собственно экстракции $CaCO_3$ из пород в зонах вертикального нисходящего движения вод и первых 2–5 км горизонтального подземного стока. После этого достигается насыщение подземных вод $CaCO_3$ и они теряют свою агрессивность к карбонатным породам. В опыте, проведенном в районе Новомурадымовской пещеры, минерализация воды ручья в месте его поглощения составила 190,0 мг/л, а на расстоянии 1 500 м подземной циркуляции возросла до 280,7 мг/л. Увеличение минерализации почти всецело обеспечивается за счёт гидрокарбонатного и кальциевого ионов. Сколько-нибудь существенного роста концентраций сульфатного, хлоридного и натриевого ионов не произошло (табл. 4.4).

Статистические характеристики геохимических показателей гидрокарбонатных щелочноземельных вод, рассчитанные по приведенной выше типической выборке (см. табл. 4.3), показаны в таблице 4.5. Как видно, минерализация вод (180,0–548,0, в среднем 356,9 мг/л) формируется преимущественно за счёт ионов гидрокарбоната (122,0–378,3, в среднем 254 мг/л) и кальция (27,5–101,0, в среднем 60 мг/л). Их доля составляет почти 90% от суммы минеральных веществ. Именно концентрации этих главных ионов

Таблица 4.4

Результаты гидрогеохимических исследований в Новомурадымовской пещере

Пункты отбора проб	М, мг/л	Ингредиенты, мг/л					
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
№ 1 (поглощение в понор)	190,0	128,1	11,5	1,8	28,1	8,5	9,0
№ 2 (подземный источник)	230,5	164,7	9,1	1,8	42,1	7,3	5,5
№ 3 (подземный ручей)	228,7	158,6	10,7	1,8	42,1	7,3	6,2
№ 4 (выход источника на поверхность)	280,7	192,2	11,1	1,8	50,1	7,3	12,2

и отличаются сильной изменчивостью: они имеют наибольшие отклонения от среднего значения (S^2 и S для них максимальны). Однако относительное стандартное отклонение (Sr) для всех компонентов ионного состава одного порядка и в общем-то невелико (25,4–72,9%). Концентрации остальных ионов следующие (от–до, среднее, мг/л): SO_4^{2-} (34–41,3, 15,7); Cl^- (1,8–13,5, 4,0); Mg^{2+} (2,3–39,9, 15,0); $Na^+ + K^+$ (1,2–23,7, 7,8).

Минерализация и большинство слагающих её ингредиентов распределены симметрично (A и E < 1) в соответствии с нормальным законом (Z_A –0,12...+1,82 и Z_E –0,12...+1,22, т. е. < 3). Исключение составляют хлоридный и натриевый ионы, играющие в солевом составе вод резко подчинённую роль, распределение которых близко к логнормальному закону. Как иллюстрация (рис. 4.2–4.4) приводятся гистограмма, полигон частот и кумулята минерализации. Близкий характер распределения имеют гидрокарбонатный, кальциевый и магниевый ионы.

Таблица 4.5

Статические характеристики гидрогеохимических параметров Западно-Уральского адартезианского бассейна (N = 36)

Наименование характеристик	М	Ингредиенты					
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
Среднее арифм. $\overline{X}$, мг/л	356,94	253,93	15,73	4,04	60,40	15,00	7,82
Дисперсия S^2	7517,88	4162,52	81,76	5,56	303,71	62,72	32,50
Стандартное отклонение S	86,71	64,52	9,04	2,36	17,43	7,92	5,70
Вариация Sr, %	24,29	25,41	57,50	58,38	28,85	52,78	72,88
Асимметрия A	0,03	–0,16	0,91	1,91	0,04	0,72	1,21
Эксцесс E	–0,39	–0,46	0,62	6,01	–0,37	1,14	1,08
Относительная асимметрия Z_A	0,02	–0,12	1,82	7,46	0,05	1,54	3,04
Относительный эксцесс Z_E	–0,12	–0,17	0,62	11,75	–0,27	1,22	1,36

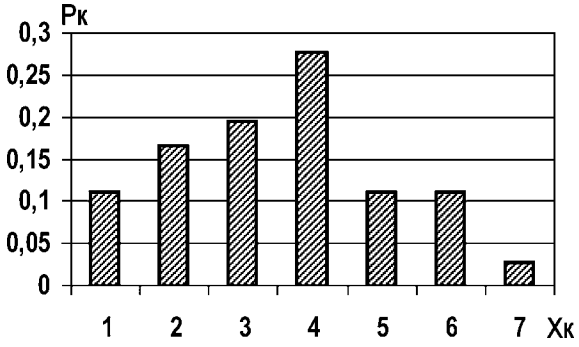


Рис. 4.2. Гистограмма минерализации подземных вод Западно-Уральского бассейна

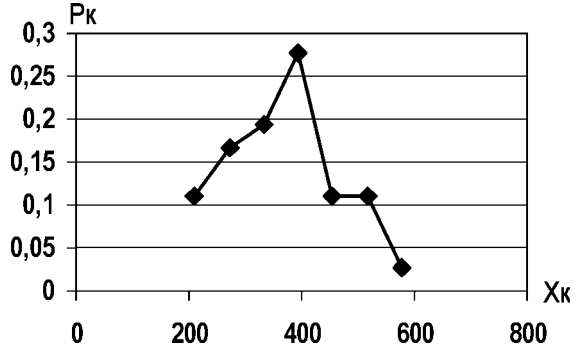


Рис. 4.3. Полигон частот минерализации подземных вод Западно-Уральского бассейна

В гидрогеохимии нормальное распределение свойственно показателям и компонентам, испытывающим воздействие многих факторов с примерно одинаковой силой. Это положение вполне применимо для исследованных гидрокарбонатных вод, в которых источником ионов HCO_3^- служат процессы растворения CO_2 биохимического и отчасти воздушного происхождения, последующего углекислотного выщелачивания карбонатов кальция и магния в соответствии с приведенной выше карбонатной системой равновесия. Для хлора и натрия в подземных водах весьма существенное значение может иметь привнос этих ионов атмосферными осадками.

В полном соответствии с процессами формирования гидрокарбонатных трещинно-карстовых вод находится корреляционная матрица параметров этих вод (табл. 4.6).

Положительной функциональной связью связаны между собой *M* и HCO_3^- (r 0,98), сильной — HCO_3^- и Ca^{2+} (r 0,83), *M* и Ca^{2+} (r 0,85), средней — *M* и Mg^{2+} (r 0,47), HCO_3^- и Mg^{2+} (r 0,52) (рис. 4.5, 4.6). В свете изложенных представлений о процессах формирования химического

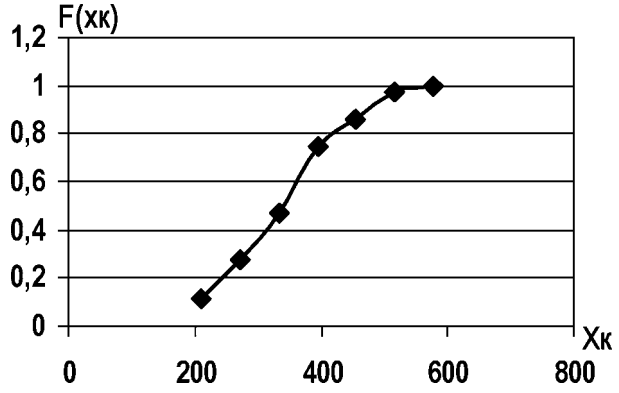


Рис. 4.4. Кумулята минерализации подземных вод Западно-Уральского бассейна

состава подземных вод причина этих зависимостей очевидна и не требует отдельных пояснений.

В отдельных случаях в солевом составе вод в небольших количествах появляется гидрокарбонат натрия. Маломинерализованные (0,16–0,2 г/л) содовые воды обнаружены в створе Юмагузинского водохранилища на р. Белой. В гидрогеохимическом разрезе они залегают под водами гидрокарбонатного кальциевого состава и вскрываются скважинами глубиной до 200 м на уровне воды в реке и несколько ниже него. Содержание $NaHCO_3$ в солевом составе < 20%. Природа содовых вод в карбонатных отложениях передовых складок Урала окончательно не выяснена. Ранее [Абдрахманов и др., 2008] было высказано предположение о разгрузке вод гидрокарбонатной натриевой подзоны, развитой в Предуралье. Некоторые пробы имеют хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниево-натриевый состав:

$$M\,0{,}4\,\frac{\mathrm{HCO^3}\,70\ \mathrm{Cl}\,28\ \mathrm{SO^4}\,2}{\mathrm{Na}\,47\ \mathrm{Mg}\,33\ \mathrm{Ca}\,20}.$$

Таблица 4.6

Корреляционная матрица основных геохимических параметров подземных вод Западного склона Южного Урала

Параметры	M	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
M	1	0,98	0,30	0,40	0,85	0,47	0,30
HCO_3^-		1	0,14	0,31	0,83	0,52	0,19
SO_4^{2-}			1	0,48	0,21	0,02	0,54
Cl^-				1	0,17	0,32	0,43
Ca^{2+}					1	–0,01	0,29
Mg^{2+}						1	–0,26
$Na^+ + K^+$							1

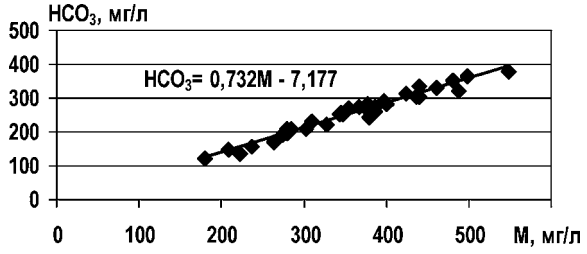


Рис. 4.5. Связь между минерализацией и содержанием HCO_3^- подземных вод Западно-Уральского бассейна

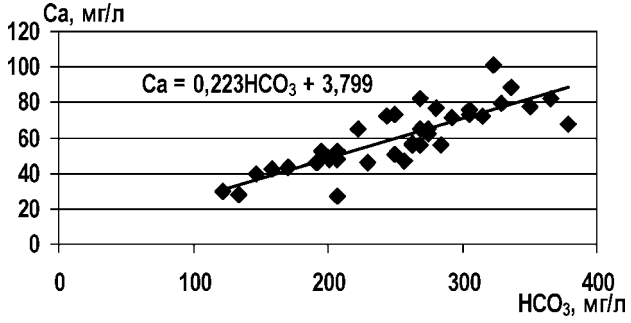


Рис. 4.6. Связь между содержанием Ca^{2+} и HCO_3^- в подземных водах Западно-Уральского бассейна

Содержание в этой воде NaCl составляет 28%, а $NaHCO_3$ — 17%.

На глубине 60–80 м ниже врезов речных долин трещинно-карстовые воды находятся уже в условиях затруднённого водообмена, обеспечивающих сохранение в известняках и доломитах, являющихся продуктом седиментогенеза в палеозойских морских палеобассейнах с нормальной и повышенной солёностью, рассеянных включений галита и гипса. Минерализация вод быстро увеличивается, в основном за счёт хорошо растворимого NaCl, в газовом составе появляется биохимический H_2S.

У подножья передовых хребтов Южного Урала к дизъюнктивным нарушениям приурочены хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые Тереклинские, Ташастинский и Аскынские источники с минерализацией 1,3–3,0 г/л. Глубина питающих их струй составляет 200–400 м.

Хлоридные натриевые сероводородные воды с минерализацией до 71 г/л и содержанием H_2S до 70–80 мг/л, формирующиеся на глубине >400–600 м ниже уровня подножий хребтов Западного Урала, наиболее изучены на Красноусольском месторождении, расположенном в зоне разлома на стыке передовых складок Южного Урала с Предуральским краевым прогибом (см. рис. 3.1).

На глубине >700–1 000 м в каменноугольных и девонских отложениях заключены крепкие азотно-метановые рассолы хлоридного состава. Минерализация их на глубине 1 500–2 500 м достигает 200–280 г/л.

Все эти данные свидетельствуют о нормальной вертикальной гидрогеохимической зональности палеозойского осадочного чехла Западно-Уральского ААБ, выражающейся в смене с глубиной кислородно-азотных пресных гидрокарбонатных вод сероводородно-азотными солёными водами и азотно-метановыми рассолами хлоридного состава. В связи с отсутствием в разрезе палеозоя выдержанных водоупорных толщ переход от гидрокарбонатных вод к хлоридным постепенный, через воды смешанного гидрокарбонатно-хлоридного состава. При этом зона сульфатных вод, пользующаяся региональным развитием в палеозойских отложениях сопредельных районов Предуральского прогиба и Волго-Уральской антеклизы, на Западном Урале выпадает из гидрогеохимического разреза по причине отсутствия гипсоносных пород в карбонатных толщах карбона и девона морского происхождения.

4.1.3. Гидрогеохимия Центрально-Уральского бассейна

Основным типом структур бассейна являются метаморфические гидрогеологические массивы (ГМм), сложенные первично-осадочными формациями позднего протерозоя–палеозоя. Интрузивные массивы (ГМи), сложенные ультраосновными образованиями серпентинитового состава, известны в Зилаирском синклинории. Существует также целый ряд внутриструктурных карстовых бассейнов, приуроченных к карбонатным породам позднего протерозоя Башкирского антиклинория и палеозоя Зилаирского синклинория (см. главу 3). На геохимический облик вод зоны гипергенеза, кроме ландшафтно-климатических особенностей, большое влияние оказывает минеральный состав водовмещающих пород, дренируемых реками в пределах местных областей питания и разгрузки.

Наименее минерализованные воды (30–80 мг/л) характерны для геохимически малоактивных сред: кварцитов, кварцевых песчаников, кремнистых и слюдисто-кварцевых сланцев. Содержание в породах SiO_2 достигает 70–95% (см. табл. 4.4–4.6). Однако при их выщелачивании, вследствие очень низкой растворимости кремнезёма (*n* мг/л) в нормальных *PT*-условиях, силикатные или силикатно-гидрокарбонатные воды не образуются. Циркулирующие в этих породах воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатный, реже хлоридно-гидрокарбонатный или смешанный (трехкомпонентный) анионный состав (табл. 4.7, №№ 1, 2, 5, 7, 8, 12 и др.). Среди катионов преобладают кальций и натрий, нередко к числу главных ионов (>20%) принадлежит и магний. Солевой состав большинства проб ультрапресных вод представлен $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$ (до 50–70%). В водах всегда присутствуют сульфаты в количестве 10–30, иногда до 60%, а также NaCl от 2–5 до 20, редко 40%. Основной вклад в формирование минерализации этих вод вносит гидрокар-

Таблица 4.7

Химический состав источников Центрально-Уральского поднятия

№№ проб	Абс. отм., м	Дебит, л/с	Водоносные породы, возраст	М, мг/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	700	6	Кварциты, PR_2+Pz_1	74	36,61 62,5	16,33 35,4	0,7 2,1	6,81 36,2	1,34 11,7	11,7 52,1	SC_I^{CaNa}
2	980	20	Кварциты, PR_2zg	31	12,20 45,5	6,72 31,8	3,54 22,7	3,00 34,1	1,82 34,1	3,22 31,8	$ClSC_{II}^{NaMgCa}$
3	310	0,3	Доломиты, PR_2mn	371	280,7 95,8	4,80 2,1	3,55 2,1	52,10 53,5	24,32 41,1	5,98 5,4	C_I^{MgCa}
4	330	2	Мергели, PR_2kt	457	292,9 82,5	29,78 10,6	14,18 6,9	44,09 38,0	7,30 10,3	68,99 51,7	C_I^{CaNa}
5	785	1,5	Кварциты, PR_2	71	30,51 50,0	5,76 12,0	13,47 38,0	2,00 10,0	7,86 40,0	11,50 50,0	ClC_{II}^{MgNa}
6	595	2,5	Сланцы кварцево-слюдистые, PR_3+PZ_1	197	97,63 60,5	48,03 37,8	1,6 1,7	18,04 34,0	9,73 30,3	21,7 35,7	SC_{II}^{MgCaNa}
7	1060	0,5	Кварцито-песчаники, PR_2zg	67	24,40 43,5	22,57 51,1	1,77 5,4	16,03 87,0	1,34 12,0	0,22 1,0	CS_{IIIa}^{Ca}
8	1100	2	Кварцито-песчаники, PR_2zg	33	9,8 29,9	15,37 59,8	1,95 10,3	4,1 62,5	1,22 31,3	0,46 6,2	CS_{IIIa}^{MgCa}
9	510	15	Известняки, $S+D$	251	180,0 92,2	9,61 6,2	1,77 1,6	48,1 75,0	7,3 18,7	4,6 6,3	C_{II}^{Ca}
10	280	100	Доломиты, PR_2mn	299	195,3 79,6	36,98 19,1	1,77 1,3	50,50 70,0	11,43 26,1	3,25 3,9	C_{II}^{MgCa}
11	540	3	Известняки, PR_2av	356	250,8 91,9	12,48 5,8	3,55 2,3	60,12 57,4	25,17 39,6	3,67 3,0	C_{II}^{MgCa}
12	780	0,13	Кварциты, PR_2	269	188,6 95,2	7,20 4,6	0,18 0,2	4,0 6,2	1,70 4,3	66,92 89,5	C_I^{Na}

Таблица 4.7 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
13	380	0,1	Песчаники, *Vaš*	58	24,41 50,6	11,53 30,4	5,32 19,0	4,01 25,3	1,22 12,7	11,27 62,0	SC_{I}^{CaNa}
14	500	0,5	Кварциты, PR_2st_1	431	305,1 92,2	10,57 4,1	7,09 3,7	93,39 86,0	2,67 4,1	12,42 9,9	C_{I}^{Ca}
15	600	0,23	Песчаники, PR_2	125	82,37 83,3	8,16 10,5	3,54 6,2	19,84 61,1	3,65 18,5	7,59 20,4	C_{I}^{NaCa}
16	530	20	Песчаники, *Vaš*	31	18,13 68,2	2,4 11,1	3,19 20,4	4,01 45,5	1,22 22,7	2,07 31,8	ClC_{II}^{NaMgCa}
17	640	0,5	Элювио-делювий кварцитов, PR_3	79	48,81 73,4	6,72 12,8	5,32 13,8	10,02 45,9	5,96 45,0	2,30 9,1	C_{IIIa}^{MgCa}
18	400	2	Известняки, $S+D$	328	222,7 87,1	12,01 6,0	10,28 6,9	61,72 71,1	8,51 16,2	12,65 12,7	C_{II}^{Ca}
19	680	0,9	Кварциты , PR_3+PZ_1	69	36,61 66,7	10,09 23,3	3,19 10,0	6,33 35,0	1,29 11,8	11,04 53,2	SC_{I}^{CaNa}
20	450	1	Серпентиниты	515	414,9 97,4	3,84 1,2	3,55 1,4	19,84 14,2	72,72 85,7	0,23 0,1	C_{IIIa}^{Mg}
21	690	0,5	Перидотиты	205	149,5 87,8	13,93 10,4	1,77 1,8	2,80 5,0	27,36 80,6	9,2 14,4	C_{I}^{Mg}
22	580	0,5	Перидотиты	443	292,89 76,2	4,80 1,6	49,64 22,2	16,03 12,7	53,14 69,4	26,0 17,9	ClC_{IIIa}^{Mg}
23	730	0,4	Сланцы серицито-кварцевые, PR_3+PZ_1	61	39,66 74,7	5,76 13,8	3,55 11,5	1,0 5,7	9,24 87,4	1,38 6,9	C_{IIIa}^{Mg}
24	389	1,5	Известняки, $S+D$	498	134,24 31,5	181,56 54,2	35,46 14,3	40,08 28,7	9,36 11,0	96,82 60,3	SC_{II}^{CaNa}
25	470	0,5	Сланцы углисто-глинистые, PZ_{1+2}	277	61,03 25,1	95,59 49,9	35,46 25,0	11,02 13,8	5,35 11,0	69,0 75,2	$ClCS_{I}^{Na}$
26	630	3	Кварциты, PR_3+PZ_1	208	48,81 26,4	57,64 39,6	36,52 34,0	8,82 14,5	4,01 10,9	52,0 74,6	$CClS_{I}^{Na}$

Таблица 4.7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
27	320	125	Известняки, $S+D$	306	207,46 87,0	19,69 10,5	3,55 2,5	59,32 75,7	6,2 13,0	10,12 11,3	C_{II}^{Ca}
28	520	0,07	Песчаники, PZ_{1+2}	396	268,48 88,0	19,69 8,2	6,74 3,8	57,11 53,4	14,96 23,0	29,0 23,6	C_{I}^{MgNaCa}
29	590	0,35	Песчаники, PZ_{1+2}	67	36,61 67,4	11,53 27,0	1,77 5,6	7,82 43,8	2,92 27,0	6,0 29,2	SC_{II}^{MgNaCa}
30	640	0,2	Сланцы, PR_3+PZ_1	83	48,81 72,1	5,28 9,9	7,09 18,0	8,82 39,6	2,68 19,8	10,35 40,6	C_{I}^{CaNa}
31	560	0,1	Сланцы, PR_3+PZ_1	127	79,32 76,9	9,61 11,8	6,73 11,3	18,44 54,4	4,98 24,3	8,28 21,3	C_{II}^{NaMgCa}
32	590	3	Сланцы, PR_3+PZ_1	232	158,7 86,9	9,61 6,7	6,73 6,4	34,67 57,9	7,42 20,4	14,95 21,7	C_{I}^{MgNaCa}
33	520	0,1	Кремнистые сланцы, PZ_{1+2}	139	36,61 29,4	54,76 55,9	10,64 14,7	20,04 52,6	4,01 17,4	13,11 30,0	CS_{II}^{NaCa}
34	520	0,18	Песчаники, PZ_{1+2}	179	6,74 8,09	22,09 19,57	103,7 72,34	17,71 31,43	21,44 43,67	7,42 24,9	SCl_{II}^{MgNaCa}
35	600	0,3	Сланцы, PR_3+PZ_1	202	143,4 90,4	7,20 5,8	3,55 3,8	35,07 65,8	9,12 28,2	3,68 6,0	C_{I}^{MgCa}
36	480	3,5	Сланцы, PR_3+PZ_1	185	115,93 77,9	18,73 16,0	5,32 6,1	24,05 49,1	8,51 28,7	12,4 22,2	C_{I}^{NaMgCa}
37	500	0,6	Сланцы глинисто-хлоритовые, PZ_{1+2}	69	13,42 21,6	28,82 58,8	7,09 19,6	8,82 43,1	2,68 21,6	8,3 35,3	CS_{II}^{MgNaCa}
38	500	3,6	Песчаники, PR_3+PZ_1	249	176,95 90,4	5,28 3,4	7,09 6,2	39,28 61,1	9,24 23,7	11,3 15,2	C_{I}^{MgCa}

бонатный ион (10–50 мг/л), который имеет в основном биохимическую природу. Значимую роль в поступлении других ионов, содержащихся в невысоких концентрациях, представляют атмосферные осадки.

В отдельных пробах в небольшом количестве (до 15–20%) содержится $NaHCO_3$ (№№ 1, 13, 20, 30). Иллюстрацией служит формула химического состава источника, вытекающего из кварцитов позднего протерозоя:

$$M\,0{,}03\frac{HCO^3\,45\ SO^4\,32\ Cl\,23}{Ca\,34\ Mg\,34\ Na\,32}\,pH\ 7{,}1.$$

Но обычно воды относятся не к I (содовому), а ко II (сульфатно-натриевому) типу.

Иногда содержание солей в подземных водах кварцевых пород увеличивается до 270–430 мг/л (см. табл. 4.7, №№ 12, 14, 26), что связано с поступлением в них более минерализованных вод из расположенных гипсометрически выше по склону терригенных толщ. При этом в солевом составе вод появляется в высоких относительных количествах $NaHCO_3$. В Зилаирском и Уралтауском бассейнах известны также случаи обнаружения в кварцево-сланцевых толщах позднего протерозоя–раннего палеозоя не свойственных им ультрапресных гидрокарбонатных магниевых вод (см. табл. 4.7, № 23). Воды такого состава образуются в гипербазитах Крака и Присакмарского массива зоны Главного Уральского разлома, откуда они и поступают в кварцево-сланцевые образования.

Ещё большим геохимическим разнообразием, с примерно той же или несколько более высокой минерализацией, отличаются воды алюмосиликатных и силикатных метаморфических и магматических образований. Породообразующие компоненты их в порядке убывания представлены: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O и K_2O (см. табл. 2.2, 2.3, 2.5, 2.7). Общее содержание в породах кальция, магния, натрия и калия (в виде окислов), являющихся главными катионами подземных вод, достигает 10–20%. В плагиоклазсодержащих слюдисто-кварцевых сланцах содержание щелочных компонентов, находящихся очевидно на межслоевых позициях, достигает 10%, а щелочноземельных — 5% (см. табл. 2.4).

Общепризнано, что основной формой химического выветривания алюмосиликатных пород являются гидролитические процессы, заключающиеся в замещении ионов щелочных и щелочноземельных металлов в кристаллической решетке минералов ионом водорода, как имеющим наименьшие размеры ионного радиуса. При этом главным источником ионов H^+ является диссоциация угольной кислоты и частично самой воды. В результате, в зависимости от состава алюмосиликатного (и силикатного) вещества, из пород в раствор будут поступать натрий (из альбита), кальций (из анортита), калий (из ортоклаза) и магний (из оливина). Гидрокарбонатные же ионы, как и в других гидрогеологических структурах Урала, образуются из воды и двуокиси углерода биохимического и воздушного происхождения.

В натриевых алюмосиликатах обменная реакция протекает по следующей схеме:

$$Na^+ \text{ (алюмосиликат)} + H^+ \text{ (вода)} \rightarrow Na^+ \text{ (вода)} + H^+ \text{ (алюмосиликат)}.$$

В результате в зоне выветривания, где породы подвержены сильному разрушению под влиянием CO_2, минеральных и органических кислот и других факторов, происходит образование содовых вод. Ниже приводится химический состав источника, приуроченного к песчаникам ашинской серии венда, слагающей восточную часть Башкирского антиклинория:

$$M\,0{,}07\,\frac{HCO^3\,50\;\;SO^4\,31\;\;Cl\,19}{Na\,62\;\;Ca\,25\;\;Mg\,13}\,pH\,7{,}2.$$

Эта вода относится к типу I, но выраженному довольно слабо ($NaHCO_3$ 12%). Данные региональной гидрогеохимии показали, что чистые содовые воды не свойственны алюмосиликатным породам Южного Урала: максимальное содержание гидрокарбонатов натрия в подземных водах редко достигает 20–30% (5–40 мг/л). Среди карбонатных солей главная роль в этих водах принадлежит не $NaHCO_3$, а $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$ (в сумме 40–50%). Важно подчеркнуть, что содовые воды исследуемого региона по химическому составу, условиям залегания и формирования кардинально отличаются от гидрокарбонатных натриевых вод Предуралья, приуроченных к терригенным глинистым пермским отложениям и образующихся в результате обменно-адсорбционных процессов[1].

В результате углекислотного выветривания метаморфических и магматических пород, в минеральном составе которых присутствуют кальциевые (основные) алюмосиликаты (анортит и др.), формируются гидрокарбонатные кальциевые воды:

$$2CaAl_2Si_2O_8\,(\text{анортит}) + 6H_2O \rightarrow 2Al_2Si_2O_5(OH)_4\,(\text{каолинит}) + 2Ca^{2+} + 4OH^-,$$
$$OH^- + CO_2 \rightarrow HCO_3^- \text{ или}$$
$$2CaAl_2Si_2O_8\,(\text{анортит}) + 4CO_2 + 6H_2O \rightarrow 2Al_2Si_2O_5(OH)_4\,(\text{каолинит}) + 2Ca^{2+} + 4HCO_3^-.$$

Гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией $< 0{,}1$, реже до 0,3 г/л, наиболее широко распространены в Зилаирском синклинории, где связаны с терригенными породами и сланцами зилаирской свиты (D_3–C_1), силура и ордовика. Они также занимают значительные площади в метаморфических кварцито-песчаниковых и сланцевых толщах Уралтауского бассейна (см. рис. 4.1). Минерализация их здесь достигает 0,5 г/л и имеет тенденцию роста в южном направлении по мере снижения абсолютных отметок рельефа и уменьшения количества атмосферных осадков.

[1] Сравнительный анализ геохимии и формирования содовых вод Урала и Предуралья приведен в разделе 4.2.

Формула состава источника, приуроченного к зилаирским песчаникам, следующая:

$$M\,0{,}3\,\frac{HCO^3\,82\;\;SO^4\,8}{Ca\,53\;\;Na\,24\;\;Mg\,23}\,pH7{,}3.$$

В скважинах глубиной < 60–80 м минерализация вод в 1,2–1,5 раза выше по сравнению с источниками и достигает 0,7–0,8 г/л (табл. 4.8). Такое различие в содержании солей в водах объясняется тем, что источники дренируют преимущественно верхнюю часть трещинно-грунтового потока, тогда как скважины захватывают и более глубокие его части.

В приведенной выше реакции гидролиза анортита образующаяся соль $Ca(HCO_3)_2$, как и для случая растворения карбонатных пород, находится в равновесии с кальцитом и CO_2:

$$Ca^{2+} + 2HCO_3^- \leftrightarrow CaCO_3 + CO_2 + H_2O.$$

С ростом минерализации гидрокарбонатного кальциевого раствора степень насыщения его относительно $CaCO_3$ возрастает, и когда величина минерализации достигает 0,6 г/л, а pH 7,4, индекс неравновесности становится равным нулю [Шварцев, 1998]. В этом состоянии подземные воды насыщены карбонатом кальция, который может выпадать из раствора. В условиях гумидного климата Южного Урала насыщение подземных вод карбонатом кальция практически никогда не достигается.

В ультраосновных силикатных образованиях (перидотитах, пироксенитах, серпентинитах и др.), богатых магнием (MgO 30–45%; см. табл. 2.12), образуются гидрокарбонатные магниевые воды (см. табл. 4.7, №№ 20–22). Минерализация их в большинстве случаев < 0,3–0,4 г/л, а механизм образования сходен с таковым гидрокарбонатных натриевых и кальциевых вод в алюмосиликатных породах. Отличием же служит то, что вторичные новообразования в виде каолинита при гидролизе силикатов не появляются:

$$Mg_2SiO_4 \text{ (оливин)} + 4CO_2 + 4H_2O \rightarrow 2Mg^{2+} + 4HCO_3^- + H_4SiO_4.$$

Вода одного из источников, связанного с крупной интрузией ультрабазитов (массив Крака) южнее г. Белорецк, имеет следующий оригинальный состав:

$$M\,0{,}26\,\frac{HCO^3\,100}{Mg\,94\;\;Ca\,6}\,pH\,7{,}5.$$

Как видно, эта вода представляет собой почти «чистый» гидрокарбонатный магниевый раствор. Однако, несмотря на очень высокое относительное содержание магния в водах, абсолютная концентрация его, по причине низкой минерализации вод, невелика (25–75 мг/л), что отвечает 160–450 мг/л соли $Mg(HCO)_2$. Так как в состав ультраосновных пород входят не только магниевые, но и кальциевые минералы (CaO до 2,0–3,5%;

Таблица 4.8

Химический состав вод скважин Центрально-Уральского поднятия

№№ проб	Абс. отм., м	Водоносные породы, возраст	Инт. опроб., м	М, мг/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	540	Глинистые сланцы, песчаники, PZ_{1+2}	8–40,3	279	151,9 2,49 63,7	24,98 0,52 13,3	31,91 0,9 23,0	30,1 1,5 38,1	17,02 1,4 35,5	23,2 1,01 26,4	ClC_{II}^{NaMgCa}
2	500	Известняки, $S+D$	12,4–63,5	418	292,9 4,8 90,9	13,93 0,29 5,5	6,74 0,19 3,6	91,1 4,55 84,0	7,54 0,62 11,4	5,75 0,25 4,6	C_{II}^{Ca}
3	542	Серицито-кварцевые породы, PR_3+Pz_1	0,6–20,2	181	109,8 1,8 74,7	24,5 0,51 21,2	3,55 0,1 4,1	20,4 1,02 42,3	9,97 0,82 34,0	13,11 0,57 23,7	SC_{II}^{NaMgCa}
4	530	Сланцы, кварцевые PR_3+PZ_1	15–68,8	814	– – –	121,0 2,52 18,1	405,0 11,42 81,9	33,7 1,68 12,0	30,6 2,52 18,1	224 9,74 69,9	Cl_{IIIa}^{Na}
5	560	Сланцы кварцево-слюдистые, PR_3+PZ_1	5,8–25,2	352	176,9 2,9 59,2	48,98 1,02 20,8	34,75 0,98 20,0	31,7 1,58 32,3	19,2 1,58 32,2	40,0 1,74 35,5	$ClSC_{II}^{MgCaNa}$
6	460	Сланцы, PR_3+PZ_1	8–83,5	776	366,1 6,0 59,2	182,0 3,79 37,4	12,06 0,34 3,4	79,9 3,99 40,2	7,1 0,58 5,7	129,0 5,61 55,1	SC_{II}^{CaNa}
7	533	Кварциты, PR_3+PZ_1	23–43	741	499,8 8,19 87,1	20,17 0,42 4,5	28,01 0,79 8,4	35,1 1,75 18,6	20,1 1,65 17,6	137,9 6,0 63,8	C_I^{Na}

см. табл. 2.12), в гидрокарбонатных магниевых водах всегда присутствует кальций с содержанием до 10–15%. Наиболее широко гидрокарбонатные магниевые воды развиты в Зилаирском синклинории, где связаны с интрузиями ультраосновных пород (см. рис. 4.1).

В результате каолинизации калиевых полевых шпатов, содержание которых в породах достигает 5–9%, теоретически могли бы образоваться гидрокарбонатные калиевые воды. Реакция гидролиза ортоклаза (микроклина) представлена в виде:

$$2KAlSi_3O_8 \text{ (ортоклаз)} + 2H^+ + H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 4SiO_2.$$

В присутствии углекислоты процесс совершается по следующей реакции:

$$2KAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 11H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 2HCO_3^- + 4H_4SiO_4.$$

Однако в природе образования гидрокарбонатных калиевых вод, за редким исключением, не происходит вследствие биологической активности калия. Из вод он извлекается корневой системой растений, а при их отмирании накапливается в гумусовом слое. В исследуемом регионе это подтверждается опытными данными: содержание калия в образцах почвогрунтов плато Уралтау, отобранных с глубины 0,05–0,8 м, составляет 15,8–18,2 и даже 42,9% при минерализации водных вытяжек 13–45 мг/100 г породы (см. табл. 1.17, пробы №№ 1, 4–6, 14). Миграционные возможности калия ограничиваются ещё и тем, что он входит в кристаллическую решётку образующихся при выветривании силикатов вторичных глинистых минералов.

Таким образом, гидролитические процессы в алюмосиликатных и силикатных породах Южного Урала ведут к образованию гидрокарбонатных вод разнообразного катионного состава с низкой минерализацией. Среди них более простой (монокатионный) состав обычно имеют гидрокарбонатные магниевые, реже кальциевые воды. Следствием гидролитических процессов служат каолиновые коры выветривания по магматическим и метаморфическим породам алюмосиликатного состава.

В Центрально-Уральском поднятии трещинно-карстовые воды приурочены к известнякам и доломитам миньярской, катавской, авзянской и саткинской свит протерозоя (Башкирский бассейн), а также к карбонатным отложениям ордовика и верхнего девона (Зилаирский бассейн), выполняющим вытянутые в субмеридиональном направлении линейные карстовые бассейны во впадинах рельефа. Карст здесь относится к классу покрытого или подэлювиально-делювиального. Проникновение инфильтрующихся атмосферных осадков в карбонатные толщи, в отличие от голого карста, происходит через почвы и глинистые породы зоны аэрации, способствующие, как указывалось, генерации биохимического CO_2 и усилению агрессивности вод.

В геохимическом отношении карстовые воды Зилаирского и Башкирского бассейнов мало чем отличаются от таковых Западно-Уральской внешней зоны складчатости. Они обычно имеют минерализацию 0,2–0,4 г/л, гидрокарбонатный кальциевый и магниево-кальциевый состав. Отличительной же чертой их служит то, что при разгрузке в карстовые бассейны вод из окружающих магматических и метаморфических образований появляются воды с химическим составом, не свойственным карбонатным породам. Так, в Белорецком карстовом бассейне в зоне литолого-гидрогеохимического влияния ультрабазитов трещинно-карстовые воды карбонатных толщ приобретают гидрокарбонатный магниевый состав. В отдельных случаях в известняковых толщах также обнаруживаются воды содового типа, изначально формирующиеся в алюмосиликатных породах.

Для Центрально-Уральского бассейна в целом, судя по гидрогеохимической выборке (см. табл. 4.7), в которую включены гидрокарбонатные воды разного катионного состава, минерализация их изменяется от 30,5 до 431,2 мг/л (одной пробы 515,1 г/л), в среднем составляя 211,5 мг/л. Минимальные, максимальные и средние концентрации ионов следующие (мг/л): HCO_3^- 6,7–305,1 (125,6); SO_4^{2-} 2,4–181,6 (22,4); Cl^- 0,2–103,7 (11,1); Ca^{2+} 1,0–93,4 (24,7); Mg^{2+} 1,2–72,7 (10,5); $Na^+ + K^+$ 0,23–96,8 (17,2).

Судя по величине дисперсии S^2 и стандартного отклонения S, все перечисленные гидрогеохимические показатели характеризуются сильной вариабельностью относительно среднего значения (табл. 4.9). Она много выше, чем для гидрокарбонатных вод Западно-Уральского бассейна, имеющих более постоянную величину минерализации и концентрации

Таблица 4.9

Статические характеристики основных геохимических параметров подземных вод Центрально-Уральского бассейна (N = 38)

Наименование характеристик	Абс. отм, м	M, мг/л	Ингредиенты					
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
Среднее арифм. $\bar{X}$, мг/л	578,39	211,49	125,55	22,43	11,10	24,71	10,54	17,16
Дисперсия S^2	34944,1	21032,1	11472,71	1054,45	366,29	507,53	208,22	514,32
Стандартное отклонение S	186,93	145,02	107,11	32,47	19,14	22,53	14,43	22,68
Вариация Sr, %	32,32	68,57	85,31	144,74	172,37	91,17	136,95	132,16
Асимметрия A	1,04	0,55	0,81	3,70	3,59	1,11	3,04	2,22
Эксцесс E	1,54	–0,82	–0,21	16,01	14,99	0,71	10,31	4,30
Относительная асимметрия Z_A	2,62	1,37	2,04	9,31	9,05	2,78	7,65	5,59
Относительный эксцесс Z_E	1,93	–1,03	–0,27	20,15	18,86	0,89	12,97	5,42

главных ионов. Наиболее высокие значения S^2 и S свойственны гидрокарбонат-иону, а также количественно и генетически связанной с ним минерализации. Сильную изменчивость Sr (145 и 172%) имеют сульфатный и хлоридный ионы, которые в составе вод играют более чем скромную роль.

Распределение компонентов ионного состава вод, как правило, не отвечает нормальному закону и близко логнормальному (рис. 4.7–4.12). Как видно, приведенные графики (гистограммы, полигоны частот и кумуляты) минерализации, гидрокарбонатного, кальциевого, натриевого и магниевого ионов имеют большое сходство, что в конечном счёте объясняется их геохимической связью в гидролитических процессах, контролирующих распределение этих показателей. Проверка нулевой гипотезы с помощью

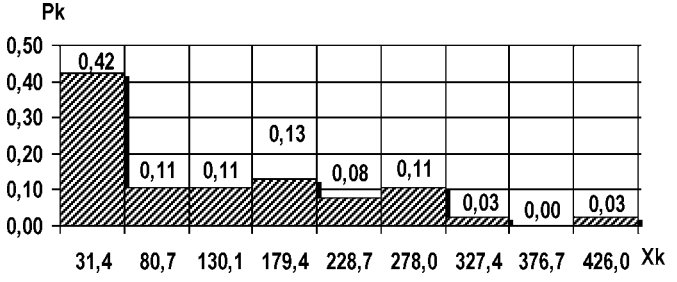


Рис. 4.7. Гистограмма иона HCO_3^- подземных вод Центрально-Уральского бассейна

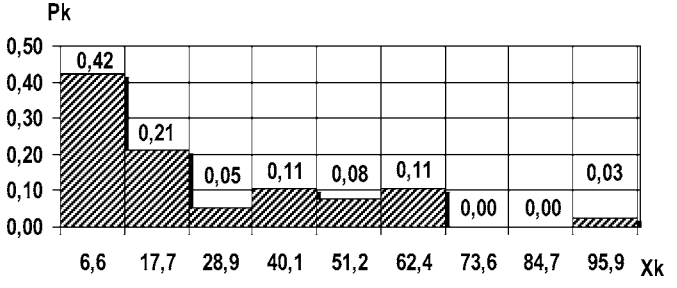


Рис. 4.8. Гистограмма иона Ca^{2+} подземных вод Центрально-Уральского бассейна

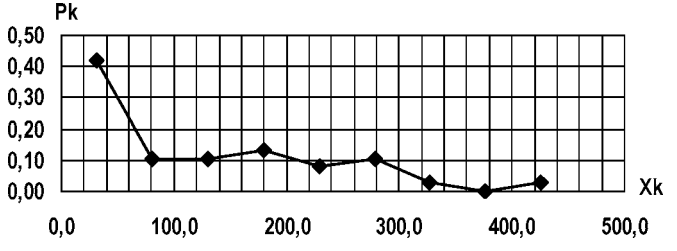


Рис. 4.9. Полигон частот иона HCO_3^- подземных вод Центрально-Уральского бассейна

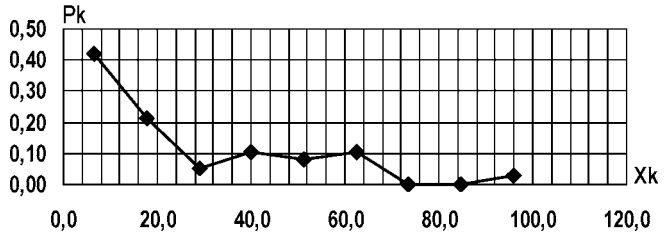


Рис. 4.10. Полигон частот иона Ca^{2+} подземных вод Центрально-Уральского бассейна

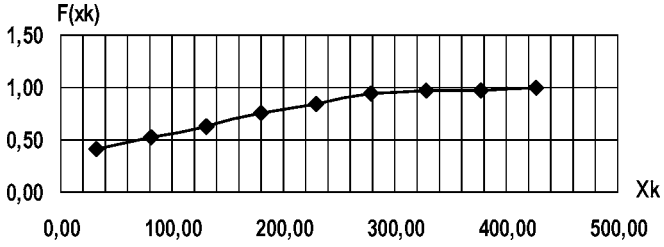


Рис. 4.11. Кумулята иона HCO_3^- подземных вод Центрально-Уральского бассейна

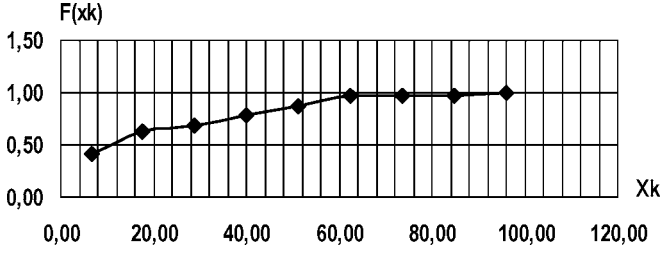


Рис. 4.12. Кумулята иона Ca^{2+} подземных вод Центрально-Уральского бассейна

параметров Z_A и Z_E показала, что величина для многих из них больше 3. Это может быть интерпретировано как ограничение рассеяния этих элементов какими-то естественными факторами. Для Южного Урала ими могут быть слабая растворимость алюмосиликатов и силикатов, низкая концентрация в водах CO_2, трещинный тип кристаллических коллекторов и др.

С позиции гидролитической концепции формирования химического состава подземных вод зоны гипергенеза Центрально-Уральского бассейна хорошо понятны корреляционные зависимости между их отдельными геохимическими параметрами (табл. 4.10). Очень сильная, близкая к функциональной положительная связь (r 0,9) характерна для минерализации и гидрокарбонатного иона (рис. 4.13–4.15). Она выражается линейным уравнением вида $HCO_3^- = 0{,}71M - 24{,}27$. Стохастические, средние по силе

положительные связи (r 0,47–0,69) наблюдаются между $M-Ca^{2+}$, $M-Mg^{2+}$, $M-Na^{+}$, а также $HCO_3^- - Ca^{2+}$ (r 0,70), $HCO_3^- - Mg^{2+}$ (r 0,65).

Заслуживает внимания установленная зависимость величины минерализации, концентрации гидрокарбонатного и кальциевого ионов от гипсометрического положения источников (см. табл. 4.9, рис. 4.16, 4.17).

Таблица 4.10

Корреляционная матрица гидрогеохимических параметров Центрально-Уральского бассейна (N = 38)

Параметры	Абс. отм, м	М, мг/л	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
Абс. отм, м	1	–0,58	–0,50	–0,23	–0,15	–0,55	–0,23	–0,21
М, мг/л		1	0,90	0,31	0,20	0,69	0,58	0,47
HCO_3^-			1	–0,10	–0,09	0,70	0,65	0,15
SO_4^{2-}				1	0,33	0,06	–0,11	0,74
Cl^-					1	–0,06	0,24	0,31
Ca^{2+}						1	0,09	0,04
Mg^{2+}							1	–0,09
$Na^+ + K^+$								1

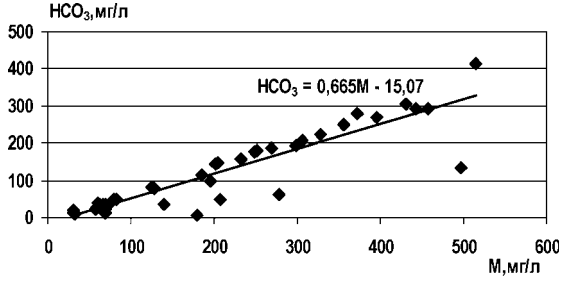


Рис. 4.13. Связь между минерализацией и содержанием HCO_3^- подземных вод Центрально-Уральского бассейна

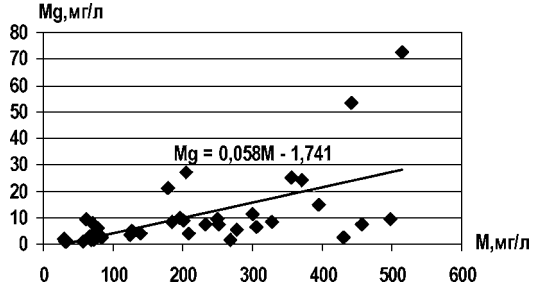


Рис. 4.14. Связь между минерализацией и содержанием Mg^{2+} подземных вод Центрально-Уральского бассейна

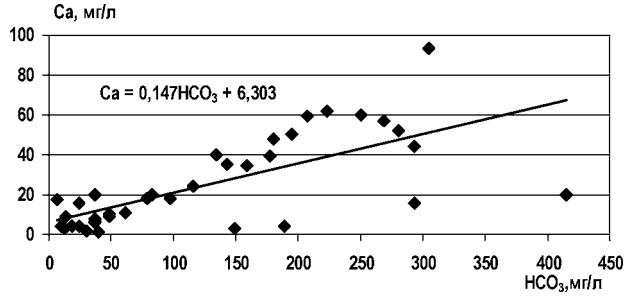


Рис. 4.15. Связь между содержанием HCO_3^- и Ca^{2+} в подземных водах Центрально-Уральского бассейна

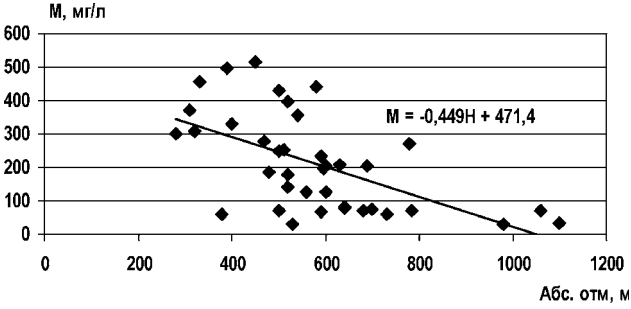


Рис. 4.16. Зависимость минерализации воды источников от абсолютных отметок их выходов

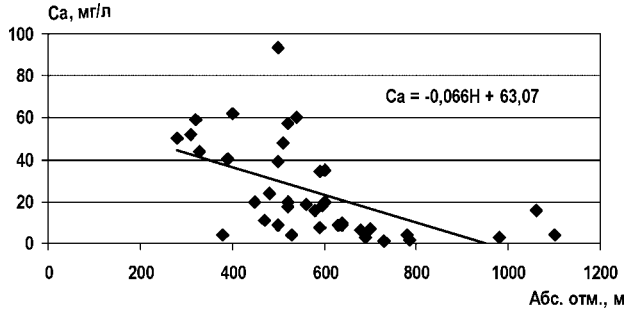


Рис. 4.17. Зависимость содержания кальция в воде источников от абсолютных отметок их выходов

Связь этих гидрогеохимических параметров с абсолютными отметками выходов подземных вод средняя по величине, отрицательная по знаку (r –0,50...–0,58). Она является отражением высотной гидрогеохимической поясности Центрально-Уральского поднятия, характеризующегося наи-

большей приподнятостью рельефа относительно других тектонических структур Южного Урала. С ростом высоты хребтов наблюдается увеличение крутизны склонов и связанной с ней величины гидравлического градиента в зоне активной трещиноватости. Одновременно с этим происходит уменьшение мощности элювиально-делювиальных покровных отложений, усиление щебнистости и каменистости горных почв, снижение кольматации трещин метаморфических пород глинистыми продуктами выветривания. Всё это неизбежно влечёт увеличение скорости движения трещинно-грунтовых вод зоны выветривания по мере перехода от низкогорья к среднегорью, уменьшение времени нахождения воды (сроков водообмена) в горных породах и, как следствие, снижение концентрации главных ионов и минерализации воды. Наиболее резко оно происходит на отметках 500–400 м.

Таким образом, высотная гидрогеохимическая поясность Урала является следствием динамики подземных вод или, иначе говоря, подчинена высотной гидрогеодинамической поясности. Аналогичная зависимость минерализации и состава трещинно-грунтовых вод от абсолютной высоты источников была установлена и в других складчатых областях [Кирюхин и др., 1989; Степанов, 1989], и следовательно представляет общую закономерность.

С зонами разломов связаны как пресные трещинно-жильные воды, получающие питание за счёт перетоков из зоны выветривания, так и минеральные глубинного происхождения. Представителями последних являются Ассинские и Катав-Ивановские источники хлоридного натриевого состава с минерализацией 4–21 г/л. Эти источники находятся в Инзерском синклинории, расположенном в северной части Башкирского бассейна трещинных вод. Генетически они представляют собой продукт смешения пресных атмогенных вод с солёными водами морского происхождения, разгружающимися с глубины до 1000 м из верхнепротерозойских осадочно-метаморфических образований.

На Асташской площади на глубине 2,6–2,8 км в известняках карбона обнаружены метановые солёные воды и рассолы хлоркальциевого типа седиментогенного облика, содержащие талассогенные и биофильные микроэлементы (бром, йод, калий, аммоний и др.).

4.1.4. Гидрогеохимия Магнитогорского бассейна

Сложные гидрогеохимические условия зоны гипергенеза Магнитогорского бассейна, расположенного на восточном склоне Южного Урала, обусловлены разнообразием вещественного состава пород, различной степенью их тектонической дислоцированности и трещиноватости, а также своеобразием условий питания, движения и разгрузки подземных вод, в значительной степени зависящих от ландшафтно-климатических условий.

Специфической особенностью бассейна, отличающей его от Центрально-Уральского и Западно-Уральского бассейнов, является широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований палеозоя: эффузивов и их туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и др. Преимущественным развитием в бассейне пользуются регионально-трещинные и трещинно-жильные воды в ГМм и ГМи, соответствующих выходам на поверхность кислых (граниты, гранито-гнейсы, липариты), средних (диориты, андезиты, порфириты), основных (базальты, диабазы) и ультраосновных (перидотиты, пироксениты, серпентиниты) пород. Скопления вод трещинного типа свойственны также гидрогеологическим интермассивам (ГИМ) и адмассивам (ГАМ), сложенным вулканогенно-осадочными и осадочными толщами силура, девона и карбона (туфопесчаники, туффиты, туфобрекчии, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, яшмы), смятыми в антиклинальные и синклинальные складки разной величины (см. рис. 3.2, 3.3).

С известняками кизильской свиты нижнего карбона, залегающими в понижениях рельефа, связаны разобщённые внутриструктурные карстовые бассейны с пластовыми трещинно-карстовыми водами.

Гидрогеохимические условия характеризуемого бассейна более разнообразны, чем Центрально-Уральского и, тем более, Западно-Уральского бассейнов.

В северной и средней частях Магнитогорского бассейна трещинных вод (примерно до широты г. Баймак) воды ещё сохраняют геохимическую связь с питающими их атмосферными осадками и петрографией вмещающих пород. Главными породообразующими компонентами вулканитов являются (масс.%): SiO_2 54,0; Al_2O_3 16,6; Fe_2O_3 7,2; CaO 3,8; MgO 8,3; Na_2O 5,9; K_2O 0,2.

Подземные воды вулканогенных образований силура и девона (баймак-бурибайская, ирендыкская, улутауская и другие свиты), развитые в пределах хребтов Ирендык–Крыкты, по анионному составу гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные или хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые или смешанного катионного состава. В порфиритах и диабазах часто встречаются воды с преобладанием натрия (до 50–67%), принадлежащие к слабовыраженному содовому типу (табл. 4.11, №№ 7, 11, 12; табл. 4.12, №№ 8, 9, 11, 14, 23, 41, 45). Содержание $NaHCO_3$ в них изменяется в пределах 10–20, иногда до 37%.

Наименее минерализованные (<0,2 г/л) гидрокарбонатные щелочноземельные воды чаще всего приурочены к вулканогенным кремнистым и кварцевым породам (сланцам, яшмам, порфиритам и их туфам), обладающим в обычных условиях очень низкой растворимостью. Концентрация кремнезёма в них не превышает нескольких миллиграммов в литре. Поэтому присутствие SiO_2 в столь малых количествах не отражается на общем ионно-солевом составе воды, представленном преимущественно бикарбонатами кальция и магния. В качестве примера ниже приводится формула

Таблица 4.11

Химический состав источников Магнитогорского мегасинклинория

№№ п/п	Абс. отм, м	Водовмещающая порода, возраст	Дебит, л/с	М, мг/л	Ингредиенты, мг/л, %-экв						Индекс состава воды
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	460	Риодациты, *S+D*	1	342	219,66 94,7	9,61 5,3	0 0	32,06 42,1	14,71 31,8	22,76 26,1	C_I^{NaMgCa}
2	451	Порфириты, *S+D*	2,5	279	244,07 83,9	13,93 6,1	17,01 10,0	45,69 50,0	25,78 46,3	3,91 3,7	C_{IIIa}^{MgCa}
3	460	Порфириты на контакте с риодацитами, *S+D*	3,7	852	158,65 76,7	19,70 12,1	13,47 11,2	38,88 62,8	9,85 26,2	7,82 11,0	C_{IIIa}^{MgCa}
4	630	Известняки мраморовидные, *S+D*	33	495	140,34 86,5	12,49 9,8	3,55 3,7	35,07 65,8	7,78 24,1	6,21 10,1	C_{II}^{MgCa}
5	510	Известняки, *S+D*	1,7	229	170,85 87,2	8,16 5,3	8,51 4,5	42,08 62,3	10,94 26,7	8,51 11,0	C_I^{MgCa}
6	437	Туфы, *S+D*	11,5	551	109,83 89,6	10,09 10,4	– 0	29,66 69,5	6,93 26,8	1,84 3,7	C_{II}^{MgCa}
7	520	Диабазы, *S+D*	1	335	317,29 92,9	10,09 3,7	6,74 3,4	50,70 44,8	7,66 11,2	57,03 44,0	C_I^{NaCa}
8	410	Туфы пироксен-плагиоклазового состава, *S+D*	3	456	259,33 89,3	19,70 8,6	3,55 2,1	20,04 21,0	41,34 71,4	8,28 7,6	C_{II}^{CaMg}
9	470	Туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов, *S+D*	0,5	385	140,34 79,0	20,17 14,4	6,74 6,6	43,09 60,7	9,48 22,0	14,03 17,3	C_{II}^{MgCa}
10	440	Диабазовые порфириты, *S+D*	0,75	756	195,26 90,4	13,93 8,2	1,77 1,4	38,68 54,5	8,14 18,9	21,62 26,6	C_I^{NaCa}
11	525	Диабазы с линзами яшм, *S+D*	1,6	258	109,83 65,7	40,35 30,7	3,55 3,6	21,04 37,9	3,16 9,4	33,57 52,7	SC_I^{CaNa}
12	480	Диабазовые порфириты, *S+D*	0,2	455	170,85 50,8	90,78 34,3	29,07 11,9	23,25 20,8	16,54 24,3	70,60 54,9	SC_I^{CaNa}
13	484	Песчаники и диорит-порфиры, D_3+C_1	1,5	391	207,46 51,0	94,63 29,5	46,09 19,5	39,48 29,0	29,55 35,7	55,19 35,3	SC_{II}^{CaNaMg}

Таблица 4.12

Химический состав воды скважин Магнитогорского мегасинклинория

№ п/п	Абс. отм., м	Водоносные породы, возраст	Инт. опроб., м	М, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	385	Порфириты, *S+D*	1,4–42	342	231,9 82,2	20,17 9,1	14,18 8,7	46,09 49,8	26,75 47,6	2,76 2,6	C_{IIIa}^{MgCa}
2	517	Кремнистые туффиты, *S+D*	8,75–н.с.	279	183,1 80,86	34,1 19,14	– –	36,67 49,33	19,94 44,2	5,52 6,47	C_{II}^{MgCa}
3	400	Кварцевые альбитофиры, *S+D*	11,4–22,8	852	585,8 83,3	27,98 4,5	49,64 13,2	86,17 37,3	71,62 51,1	30,59 11,6	C_{IIIa}^{CaMg}
4	498,2	Туфы, туфобрекчии порфиритов, *S+D*	н.с.	495	305,1 76,7	68,69 21,9	3,19 1,4	47,09 36,0	28,58 36,1	41,85 27,9	$SCCl_I^{NaCaMg}$
5	540	Порфириты, *S+D*	6,6–32,8	229	134,2 71,7	27,38 18,6	10,64 9,7	36,07 58,6	9,73 26,1	10,81 15,3	C_{II}^{MgCa}
6	440	Диабазы, спилиты, *S+D*	1–20	551	195,3 37,9	96,07 23,7	114,9 38,4	106,8 63,2	37,82 36,8	– –	SC
7	489	Туфы порфиритов, *S+D*	2,5–50,7	335	231,9 82,4	19,69 8,7	14,2 8,7	42,89 46,4	23,59 42,1	12,19 11,5	C_{II}^{MgCa}
8	567	Глины и порфириты кварцевые, *S+D*	4,5–52,4	456	317,3 90,0	3,84 1,4	17,73 8,6	48,1 41,5	9,73 13,8	59,33 44,7	C_I^{CaNa}
9	440	Туфы, кора выветривания, *S+D*	23–25	385	268,5 89,1	12,97 5,4	9,57 5,5	42,28 43,2	13,98 23,5	37,49 33,3	C_I^{MgNaCa}
10	468	Песчаники и глинистые сланцы, D_3+C_1	9,5–23	756	427,1 68,7	53,8 11,0	73,4 20,3	53,11 26,0	28,33 22,9	119,8 51,1	ClC_I^{MgCaNa}
11	540	Порфириты плагиоклазовые, *S+D*	14,5–46	258	183,1 92,0	10,09 6,5	1,77 1,5	40,08 60,1	8,51 21,0	14,49 18,9	C_I^{MgCa}

Таблица 4.12 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
12	520	Серпентиниты, Σ	10,6–67,5	455	357,0 96,4	8,17 2,8	1,77 0,8	28,86 23,4	54,72 73,2	4,83 3,4	C_{II}^{CaMg}
13	470	Алевролиты, D_3+C	8–18	391	262,4 87,8	24,02 10,2	3,55 2,0	47,09 44,3	16,42 25,4	37,03 30,3	C_{I}^{MgNaCa}
14	420	Туфы, туфобрекчии, S+D	10,7–37,5	281	201,4 93,2	8,56 5,4	1,77 1,4	38,28 52,5	10,46 23,6	20,01 23,9	C_{I}^{NaMgCa}
15	450	Сланцы, известняки, алевролиты, песчаники, D_3+C_1	3,6–51	553	384,4 91,6	14,41 4,3	9,93 4,1	26,85 19,1	15,08 17,6	102,3 63,3	C_{I}^{Na}
16	520	Кремнистые породы, алевролиты, D_3+C_1	16,7–33,1	123	67,12 70,1	9,13 12,1	9,93 17,8	21,24 44,0	15,81 56,0	– –	C_{IIIa}^{CaMg}
17	360	Галечник и известняки, C_1v_2–n	16,4–55,3	1240	488,1 44,8	240,2 28,0	172,0 27,2	60,12 16,9	68,1 31,4	211,6 51,7	$ClSC_{II}^{MgNa}$
18	600	Песчано-глинистые породы, туфопесчаники, D_3+C_1	5–79,2	613	329,5 66,7	131,1 33,3	– –	33,67 20,4	35,75 35,7	83,02 43,9	SC_{I}^{CaMgNa}
19	415	Известняки, C_1v_2–n	9,8–44,3	4952	427,1 9,2	1758 47,8	1167 43,0	545,1 35,6	88,77 9,5	965,9 54,9	ClS_{II}^{CaNa}
20	320	Порфириты, туфы и туфобрекчии, C_1t–v	14,4–45,7	1273	231,9 17,9	216,2 21,2	457,4 60,9	52,10 12,3	126,5 49,1	188,6 38,7	SCl_{IIIa}^{NaMg}
21	560	Переслаив. песчаников и сланцев, D_3+C_1	22,5–44,4	355	256,3 90,3	18,73 8,4	2,13 1,3	35,27 37,2	28,45 49,5	14,49 13,3	C_{I}^{MgCa}
22	400	Кремнистые породы, их туффиты, D_3+C_1	11,5–43,3	295	219,7 91,8	10,57 5,6	3,55 2,6	30,06 37,7	29,67 61,3	0,92 1,0	C_{IIIa}^{CaMg}
23	400	Глины, порфириты, S+D	3,7–23,13	287	192,2 84,2	19,69 11,0	6,38 4,8	24,45 32,5	16,05 35,1	28,06 32,4	C_{I}^{NaCaMg}

Таблица 4.12 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
24	560	Туффиты, диабазы, D_3+C_1	8,5–33,4	356	146,4 48,0	115,3 48,0	7,09 4,0	35,07 29,3	50,46 69,5	1,61 1,2	CS_{II}^{CaMg}
25	400	Туфопесчаники окварцеванные, D_3+C_1	4,65–32,8	335	207,5 89,5	14,89 8,2	3,19 2,3	46,49 59,3	51,09 27,9	11,5 12,8	C_{I}^{MgCa}
26	393	Туфопесчаники, D_3+C_1	15–61,1	390	24,41 6,0	38,43 11,9	195,4 82,1	70,14 52,2	13,13 16,1	48,98 31,7	$Cl_{IIIб}^{NaCa}$
27	350	Туфопесчаники, сланцы, туффиты, D_3+C_1	12,5–33,3	4551	250,2 4,7	731,5 17,6	2387 78,7	740,5 42,1	40,61 38,0	400,9 19,9	$Cl_{IIIб}^{MgCa}$
28	560	Глинистые сланцы, туфопесчаники, D_3+C_1	25–55,9	495	292,9 68.0	10,57 3,1	72,33 28,9	70,14 49,6	37,09 43,2	11,73 7,2	ClC_{IIIa}^{MgCa}
29	468,5	Яшмы, кварцевые альбитофиры, $S+D$	–	180	115,9 81,2	18,25 16,2	2,13 2,6	26,05 55,6	7,42 26,0	9,89 18,4	C_{II}^{MgCa}
30	340	Известняки, C_1v_2–n	1–65	392	238,0 75,7	41,79 16,9	13,47 7,4	62,93 61.0	11,43 18,2	24,61 20,8	C_{II}^{NaCa}
31	370	То же	76–99,4	2125	439,3 22,3	430,9 27,8	570,9 49,9	118,4 18,3	106,4 27,1	405,0 54,6	$SCCl_{II}^{MgNa}$
32		Серицито-хлорито-кварцевые породы, $S+D$	17,95–60,1	442	225,8 60,4	45,15 15,4	52,48 24,2	40,48 33,0	18,61 24,0	59,33 43,0	ClC_{I}^{MgCaNa}
33	370	Туфы порфиритов, $S+D$	5,2–29	792	244,1 35,2	304,5 55,8	36,17 9,0	78,96 31,6	77,22 50,8	50,59 18,6	ClS_{II}^{CaMg}
34	371	То же	14–40,5	1823	213,6 12,0	389,1 27,8	621,9 60,2	122,6 21,0	62,29 17,3	413,5 61,7	SCl_{II}^{CaNa}
35	358	То же	35,9–44,9	1801	207,5 11,5	233,4 16,4	758,8 72,1	122,6 20,6	70,04 19,4	408,9 60,0	Cl_{IIIa}^{CaNa}

Таблица 4.12 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
36	420	Песчаники, D_3+C_1	12,2–81,1	720	303,9 49,8	150,3 31,3	67,01 18,9	70,14 35,0	35,99 29,6	92,91 40,4	SC_{II}^{MgCaNa}
37	342,5	Сланцы, туфопесчаники, D_3+C_1	11,5–44,8	987	573,6 74,8	38,91 6,5	83,32 18,7	69,54 23,8	37,94 21,3	184,4 54,9	C_{I}^{MgCaNa}
38	370	Порфириты плагиоклазовые, C_1t–v	6–31,1	969	305,1 34,2	129,7 18,4	245,7 47,4	70,14 23,9	42,0 23,6	176,6 52,4	CCl_{II}^{MgCaNa}
39	260	Сланцы известково-глинистые, C_2m	19–36,5	1477	439,3 34,5	538,0 53,7	86,87 11,8	48,1 11,5	66,64 26,3	298,3 62,2	CS_{II}^{MgNa}
40	420	Сланцы окварцеванные, D_3+C_1	8,5–81,5	492	244,1 60,2	37,95 11,9	65,95 27,9	40,08 30,1	3,53 4,4	100,3 65,5	ClC_{I}^{CaNa}
41	390	Порфириты, $S+D$	9–45,3	429	244,1 68,7	39,87 14,3	35,10 17,0	35,07 30,1	20,67 29,2	54,5 40,7	C_{I}^{MgCaNa}
42	300	Алевриты, песчаники, сланцы глинистые, D_3+C_1	20–н.с.	763	382,0 58,9	117,7 23,1	68,08 18,0	32,06 16,8	21,52 18,5	141,9 64,7	SC_{I}^{Na}
43	410	Элювий туфов, туфы диабазов, $S+D$	35–86,2	977	244,1 26,8	359,8 50,2	121,3 23,0	– –	51,07 32,5	200,3 68,5	$ClCS_{II}^{MgNa}$
44	377	Туфы альбитофиров, кора выветривания, $S+D$	2,95–66,8	1951	427,1 24,4	602,3 43,8	322,7 31,8	187,4 32,7	36,36 10,4	374,9 56,9	$CSCl_{II}^{CaNa}$
45	356	Туфы порфиритов, $S+D$	16–42,3	475	195,3 47,9	74,93 23,4	68,08 28,7	17,44 13,04	16,05 19,8	103,0 67,2	$SClC_{I}^{Na}$

химического состава вод, вскрытых скважиной на глубине 1,5 м в яшмах и кварцевых порфирах:

$$M\,0{,}18\,\frac{HCO_3^{81}\ SO_4^{16}\ Cl^{3}}{Ca^{56}\ Mg^{26}\ Na^{18}}.$$

Трещинные воды в ГМм, представленных ультраосновными интрузиями перидотитовой формации (серпентиниты, перидотиты, пироксениты и др.), протягивающихся по западному борту Магнитогорского синклинория вдоль Главного Уральского разлома, так же, как и в Уралтауском бассейне, имеют низкую минерализацию (0,2–0,5 г/л), гидрокарбонатный (сульфатно-гидрокарбонатный) магниевый и кальциево-магниевый состав (см. табл. 4.11, № 8; табл. 4.12, №№ 12, 41 и др.).

В зоне экзогенной трещиноватости ГМи, сложенных гранитами (Ахуновский ГМи), формируются гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией $<0{,}3$–$0{,}4$ г/л. Катионный состав их отражает соотношение в породах кислых (натриевых) и щелочных (кальциевых) плагиоклазов. Источником сульфатов в водах кроме атмосферных осадков могут служить процессы окисления сульфидных минералов, содержащихся в породах в виде рассеянных включений.

В водах магматических пород, подвергающихся углекислотному выветриванию, всегда в небольших количествах содержатся хлориды. Источником их, помимо атмосферных осадков, могут являться хлорсодержащие минералы содалит ($3NaAlSiO_4 \times NaCl$) и хлорапатит ($Ca_5(PO_4)_3Cl$), жидкие включения, а также рассеянный хлор, входящий в кристаллическую решетку минералов.

Пресные гидрокарбонатные воды различного катионного состава формируются и в осадочных породах: терригенных зилаирской (D_3–C_1), флишевых уртазымской (C_2m) и карбонатных кизильской (C_1v_2–n) свит. К алюмосиликатным породам зилаирской свиты приурочены гидрокарбонатные, иногда хлоридно-гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные воды, часто с повышенной (относительно вод вулканогенных пород) фоновой минерализацией (0,5–0,8 г/л) и смешанным катионным составом. В верховьях р. Урал скважиной в песчаниках на глубине 9,5–23,0 м обнаружены содовые воды ($NaHCO_3$ 20%) следующего состава:

$$M\,0{,}76\,\frac{HCO_3^{69}\ Cl^{20}\ SO_4^{11}}{Na^{51}\ Ca^{26}\ Mg^{23}}\ pH\ 7{,}5.$$

Региональные гидрогеохимические исследования показали, что в терригенных отложениях Магнитогорского синклинория неизвестны воды с содержанием соды >50–60%.

Подземные воды уртазымской свиты отличаются повышенной минерализацией (1,5–2,8 г/л), сульфатным кальциевым и сульфатно-хлоридным кальциево-натриевым составом, что связано с загипсованностью и засолённостью карбонатно-терригенных флишевых отложений.

Минерализация и состав трещинно-карстовых вод карбонатных пород кизильской свиты, слагающей чехол нескольких крупных карстовых бассейнов и большого числа микробассейнов, во многом зависят от геоморфологических условий. Пресные воды гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого состава характерны для речных долин, заложенных в зонах разломов, где известняки наиболее трещиноваты и закарстованы. В питании подземных вод здесь кроме атмосферных осадков большую роль играют поглощение поверхностных вод и дренаж окружающих вулканогенных толщ, что и сказывается на составе карстовых вод. Вне долин рек и логов, на пологих водоразделах, перекрытых глинистым делювием, концентрация солей в водах достигает 3–5 г/л; среди анионов доминирующее значение приобретают сульфаты и хлориды, что иллюстрирует формула химического состава вод Кизильского карстового ААБ, полученных скважиной при опробовании интервала 9,8–44,3 м:

$$M\,4{,}95\,\frac{SO^4\,48\;\;Cl\,43\;\;HCO^3\,9}{Na\,55\;\;Ca\,36\;\;Mg\,9}.$$

В южной части Магнитогорского бассейна, в геоморфологическом отношении отвечающей Кизило-Уртазымской и Сакмаро-Таналыкской равнинам, с усилением засушливости климата литолого-минералогический состав пород в значительной степени утрачивает свое гидрогеохимическое значение и первостепенную роль приобретают ландшафтно-климатические условия. Недостаточное увлажнение в сочетании с равнинным рельефом вызывают засолённость сульфатами и хлоридами почвогрунтов зоны аэрации и подземных вод. Поэтому регионально-трещинным и трещинно-карстовым водам здесь не свойственен «простой» ионно-солевой состав, такой как, например, гидрокарбонатный кальциевый и магниевый или сульфатный кальциевый. Подземные воды независимо от литологии, генезиса и возраста пород приобретают пёстрый геохимический облик и повышенную минерализацию (до 3–5, иногда 10 г/л), рост которой происходит в южном направлении с усилением засушливости климата.

Следствием процессов континентального засолонения также являются локально развитые солончаки и солонцеватые почвы, относящиеся к градации сильной засолённости сульфатного, хлоридно-сульфатного, иногда содового типов. Содовозасолённые почвы формируются на полевошпатовых породах при неглубоком залегании содовых подземных вод или при использовании для орошения вод содового типа. Подобная ситуация создалась на орошаемых землях в бассейнах рек Бол. Кизил и Таналык. Здесь водные вытяжки из проб почвогрунтов, отобранных с глубины до 1,5 м, имеют преимущественно содовый тип с довольно высокой концентрацией солей (до 277 ммоль/100 г).

В мезозойско-кайнозойских валунно-галечниковых и песчаных осадках процессы континентального засоления ведут к образованию хлорид-

ных натриевых и магниево-натриевых солёных вод с минерализацией 6–15 г/л. В отдельных местах на юге Сакмаро-Таналыкской равнины воды в глинистых отложениях юры приобретают запах сероводорода.

Вулканогенным и вулканогенно-осадочным толщам палеозоя свойственны воды сложного пяти- и шестикомпонентного состава: сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые, гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магниево-натриевые и др. В подобной гидрогеохимической ситуации сложен и солевой состав вод, представленный практически всеми солевыми ассоциациями, образованными при сочетании главных ионов. Но главную роль среди них всё же играют NaCl, $Ca(HCO_3)_2$ и $MgSO_4$, а подчинённую — $CaSO_4$, Na_2SO_4, $Mg(HCO_3)_2$, $MgCl_2$, иногда $CaCl_2$. При этом «первичными» солями, поступающими в раствор путём их непосредственного конгруэнтного выщелачивания из пород, являются хлориды натрия, сульфаты кальция, а также гидрокарбонаты кальция и магния. Остальные соли имеют «вторичное» происхождение; они образуются в результате метаморфизации исходных «первичных» вод за счёт процессов обменной адсорбции, дедоломитизации и др.:

$$2NaCl\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}) \leftrightarrow CaCl_2\ (\text{вода}) + 2Na^{+}\ (\text{адс.}),$$
$$CaSO_4\ (\text{вода}) + 2Na^{+}\ (\text{адс.}) \leftrightarrow Na_2SO_4\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}),$$
$$CaSO_4\ (\text{вода}) + CaCO_3{\times}MgCO_3\ (\text{доломит}) = 2CaCO_3{\downarrow} + MgSO_4\ (\text{вода}),$$
$$2NaAlSi_3O_8\ (\text{альбит}) + H_2SO_4 + 9H_2O = Al_2Si_2O_5(OH)_4\ (\text{каолинит}) +$$
$$+ Na_2SO_4\ (\text{вода}) + 4H_4SiO_4.$$

В приведенной реакции сернокислотного выщелачивания натриевого полевого шпата серная кислота своим происхождением обязана процессам окисления сульфидных минералов. Однако эти процессы гидрогеохимически наиболее значимы для медноколчеданных месторождений Южного Урала. Рудные тела, представленные пиритом, халькопиритом, сфалеритом и другими минералами, связаны с диабазово-риолитовой формацией девона и залегают на глубине от нескольких десятков до 500–700 м. В естественных условиях в районах сульфидных месторождений распространены преимущественно гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией менее 1 г/л и величиной pH 6,5–8,1. Разработка месторождений вызвала коренные изменения геохимического облика вод. Вблизи рудных тел под влиянием окисляющихся сульфидов металлов сформировались очень кислые (pH 2–4) сульфатные воды (SO_4^{2-} до 80–96%) пёстрого катионного состава с минерализацией до 8–20 г/л. В высоких концентрациях в них присутствуют железо, медь, цинк и другие металлы. Примером рудничных «полиметальных» вод являются воды Учалинского месторождения:

$$O_2 - N_2\ Fe\ 0{,}75\ Cu\ 0{,}175\ Zn\ 0{,}58\ Mn\ 0{,}028\ M\ 11{,}9\ \frac{SO^4\ 96\ Cl\ 4}{Na\ 50\ Mg\ 26\ Ca\ 24}\ pH\ 4{,}1.$$

Подобные же сульфатные кислые воды, обогащённые металлами, установлены на Сибайском, Маканском, Бурибайском, Гайском и других колчеданных месторождениях Южного Урала, характеристика которых приведена в главах 6 и 7.

Ниже зоны региональной трещиноватости в ГАМ и ГИМ до глубины 400–450 м залегают *трещинно-пластовые воды*, не испытывающие влияния приповерхностных процессов континентального засоления. Они, в частности, изучены в районе Подольского медно-колчеданного месторождения, расположенного в южной части Сакмаро-Таналыкской равнины, где связаны с вулканомиктовой и яшмовой формациями улутауской свиты и бугулыгырского горизонта среднего девона ($D_2\check{z}v$). В естественных условиях в породах, залегающих выше рудной залежи, воды имеют сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией 0,5–0,8 г/л.

Трещинно-жильные воды на Подольском месторождении установлены на глубине 450–550 м в зонах тектонических нарушений ирендыкской свиты (D_2ef), представленной порфиритовой формацией. Породы сильно трещиноваты и рассланцованы. Воды напорные с минерализацией 1,2–1,3 г/л хлоридного и сульфатно-хлоридного натриевого состава. Судя по величине отношения rNa/rCl > 1, они имеют заведомо инфильтрационное происхождение. Ниже по разрезу минерализация вод увеличивается и на глубине 780 м составляет 3,2 г/л. В солевом составе в небольших количествах (3–4%) появляются хлориды кальция и магния.

О гидрогеохимических условиях более глубоких частей недр Магнитогорского мегасинклинория можно судить по результатам опробования скважин Уральского профиля и Мулдаккульского месторождения минеральных вод.

На Уральском профиле, разбуренном в южной части мегасинклинория (рис. 4.18), скважинами 2 и 4 на глубине 2–4 км из эффузивно-осадочных пород нижнего карбона получены хлоридные кальциево-натриевые воды (rNa/rCl 0,41–0,64, Cl/Br 196) с минерализацией 18,7–62,8 г/л (судя по всему, они разбавлены буровым раствором).

В районе озера Мулдаккуль на значительно меньших глубинах (100–500 м) в песчаниках верхнего карбона вскрыты хлоридные солёные воды и слабые рассолы хлоркальциевого типа с минерализацией до 37 г/л. Они приурочены к зоне разлома, по которому происходит восходящая разгрузка метаморфизованных седиментогенных рассолов из нижнекаменноугольных отложений с глубины > 1 000 м. На глубинную природу минеральных вод указывают высокие концентрации гелия (до $2{,}94\times10^{-1}$ мл/л), наличие брома (до 34 мг/л) и йода (до 2 мг/л), а также результаты изотопных исследований.

Более подробная характеристика глубинных вод Южного Урала приводится в нижеследующем разделе 4.3 и в главе 6.

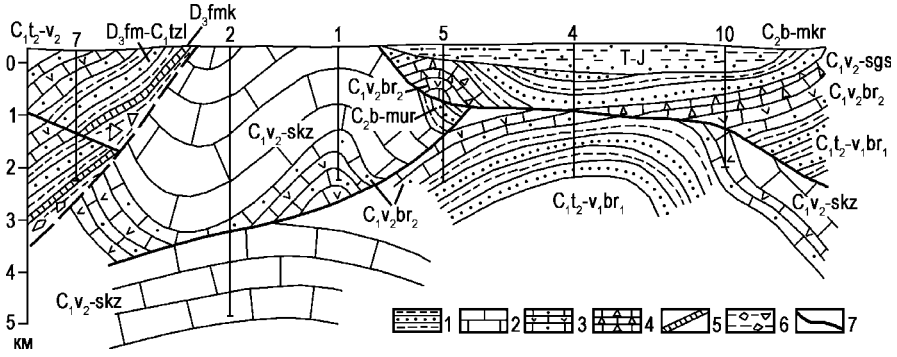


Рис. 4.18. Геологический разрез Кизильской зоны (Уральская площадь) Магнитогорского мегасинклинория [по Т.Т. Казанцевой, 2009]

Верхний девон: $D_3 f\,mk$ — франский ярус, мукасовский горизонт; $D_3 fm–C_1 t_1 zl$ — фаменский ярус – нижнетурнейский подъярус нижнего карбона, зилаирская свита. **Нижний карбон:** $C_1 t_2–v_1 br_1$ — верхнетурнейский – нижневизейский подъярусы, нижняя часть березовской свиты; $C_1 v_2 br_2$ — тульский горизонт верхневизейского подъяруса, верхняя часть березовской свиты; $C_1 v_2–skz$ — верхневизейский подъярус – серпуховский ярус, кизильская свита; $C_1 v_2–sgs$ — верхневизейский подъярус – серпуховский ярус, гусихинская свита. **Средний карбон:** $C_2 b–mur$ — башкирский и московский ярусы, уртазымская свита; $C_2 b–mkr$ — башкирский и московский ярусы, кардаиловская свита. $T–J$ — триасовые и юрские отложения. **Условные обозначения:** 1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 2 — известняки; 3 — туфопесчаники, туфы; 4 — кремнистые известняки; 5 — кремни; 6 — брекчированные породы; 7 — надвиги

4.2. Формирование содовых вод Урала и Предуралья

Проблема геохимии и формирования содовых вод издавна привлекала внимание исследователей (О.А. Алекин, А.Н. Бунеев, К.К. Гедройц, М.И. Врублевский, С.Р. Крайнов, Е.В. Посохов, В.Г. Попов, Е.Ф. Станкевич, В.А. Сулин и др.). Судя по дискуссиям в печати (С.Л. Шварцев, М.В. Рекун и др.), интерес к ней сохранился и до настоящего времени.

Подземные содовые воды, характеризующиеся соотношением $rHCO_3^- > rCa^{2+} + rMg^{2+}$, пользуются широким распространением как в платформенных, так и в горно-складчатых областях. По происхождению и условиям формирования они подразделяются на три группы: 1) седиментационные содоносных и несодоносных отложений; 2) инфильтрационные, сформировавшиеся в содоносных и несодоносных породах, а также мигрировавшие из содовых водоемов; 3) ювенильные (возрождённые) [Баталин, Касимов, Станкевич, 1973].

Условия залегания содовых вод, гидродинамическая обстановка в зоне гипергенеза Южного Урала и Предуралья дают основание утверждать о неприемлемости седиментогенной, не говоря уже о ювенильной, гипотезы происхождения подземных содовых растворов. Поэтому решение

этой проблемы заключается в анализе инфильтрационных процессов, протекающих в системе «вода – порода – газ – ОВ».

Среди целого ряда физико-химических и биохимических процессов содообразования в природных водах выделяются несколько главных: 1) углекислотное выщелачивание натриевых алюмосиликатов, 2) биохимическое восстановление (десульфирование) сульфатов глауберовых вод, 3) выщелачивание карбонатов и бикарбонатов натрия из содоносных отложений, 4) обменно-адсорбционные явления, ведущие к вытеснению натрия из поглощённого комплекса осадочных пород [Посохов, 1969].

Имея в виду специфику литолого-гидрогеохимических условий Южного Урала и Предуралья (отсутствие в водах H_2S, а в породах и поровых растворах Na_2CO_3), из числа возможных процессов содообразования следует сразу же исключить процессы десульфирования и растворения содовых минералов. В настоящее время, как признано многими исследователями, основными конкурирующими концепциями формирования подземных содовых вод являются гидролитическая и обменно-адсорбционная. Сравнительная оценка этих концепций применительно к образованию содовых вод Южного Урала и Предуралья излагается ниже.

4.2.1. Кинетика гидролитических процессов на Южном Урале

Перечислим основные положения, касающиеся условий размещения и геохимических особенностей подземных содовых вод на Южном Урале.

1. Содовые воды залегают на небольшой глубине (< 100 м) в зоне региональной трещиноватости метаморфических (кварциты, кварцевые песчаники, слюдисто-кварцевые сланцы и др.), магматических (граниты, гранито-гнейсы и др.) и вулканогенно-осадочных (порфириты, туфы, туфопесчаники и др.) образований. Каждая из этих генетических групп имеет свои минералого-геохимические особенности. Однако их объединяет одна общая черта, состоящая в том, что преобладающими компонентами их состава являются SiO_2 (48–73%) и Al_2O_3 (11–28%), тогда как подчинённое положение занимают Fe_2O_3 (1–8%), CaO (1–4%), MgO (1–8%), Na_2O (1–6%) и K_2O (0,5–7%).

2. Формирование содовых вод осуществляется в довольно ограниченном трещинном пространстве горных пород, расположенном между гипсометрически приподнятыми местными областями питания и дренажа гидрогеологических массивов, характеризующихся центробежным направлением стока, его высокой динамичностью, небольшими путями перемещения вод и малыми сроками полного водообмена.

3. Содовые воды имеют гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, кальциево-натриевый или трехкомпонентный катионный состав, минерализацию от 60–80

до 400–600 мг/л. Преобладают воды слабовыраженного содового типа с содержанием $NaHCO_3$ от нескольких до 20–30%, и только в редких случаях оно достигает 50%. Воды холодные кислородно-азотные с содержанием CO_2 до 30, O_2 до 5–8 мг/л, характеризуются слабощелочной реакцией среды и высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала. Обобщающая формула их химического состава имеет следующий вид:

$$O_2-N_2\ M\,0{,}06-0{,}6\ \frac{HCO^3\,50-95\,SO^4\,5-40\,Cl\,1-30}{Na\,25-60\,Ca\,5-60\,Mg\,5-35}\ T\,4-6\ pH\,7{,}0-7{,}5\ Eh+250...+400.$$

Гидролитические процессы, заключающиеся в обмене ионов водорода раствора на ионы натрия в кристаллической решётке алюмосиликатов[2], играют исключительно важную роль в формировании химического состава маломинерализованных содовых вод Центрально-Уральского и Магнитогорского бассейнов. Они образуются в породах, содержащих в своём составе кислые алюмосиликаты (альбит, олигоклаз и др.), в результате следующих реакций:

$$NaAlSi_3O_8\ (\text{альбит}) + H_2O \rightarrow HAlSi_3O_8 + Na^+ + OH^-.$$

На этой самой начальной стадии взаимодействия алюмосиликатного вещества с водой поступающий в раствор натрий уравновешивается гидроксильной группой OH^-. Однако большая часть образующейся щелочности сразу же нейтрализуется CO_2 ($OH^- + CO_2 \rightarrow HCO_3^-$), и в окончательном виде реакция записывается следующим образом:

$$2NaAlSi_3O_8\ (\text{альбит}) + 2CO_2 + 11H_2O \rightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4\ (\text{каолинит}) + 2Na^+ + 2HCO_3^- + 4H_4SiO_4.$$

Как видно, этот инконгруэнтный процесс взаимодействия воды с породой имеет далёкие литолого-гидрогеохимические последствия. Он сопровождается замещением натриевого алюмосиликата альбита глинистым минералом каолинитом, поступлением в раствор из исходного минерала натрия и кремнезёма, образованием бикарбонатного иона и снижением кислотности среды.

Полевошпатовые алюмосиликатные породы часто имеют не простой мономинеральный, а сложный поликомпонентный состав слагающих их плагиоклазов, относящихся к непрерывному ряду изоморфных смесей двух составных частей: альбитовой *Ab* — $Na(AlSi_3O_8)$ и анортитовой *An* — $Ca(Al_2Si_2O_8)$. Между ними находятся остальные члены этого изоморфного ряда «альбит – олигоклаз – андезин – лабрадор – битовнит – анортит». В нём слева направо происходит уменьшение натриевой *Ab* составляющей (от 90–70 до 30–10%) и соответственно увеличение кальциевой *An* (от 10–

[2] Считается, что водород в водных растворах присутствует не как свободный ион H^+, а в виде соединения с водой — иона гидрооксония (H_3O^+).

30 до 70–90%). Поэтому, при углекислотном гидролитическом выщелачивании полевошпатовых пород смешанного состава, образующиеся гидрокарбонатные содовые воды по катионному составу также будут смешанными (кальциево-натриевыми) с различным соотношением между натрием и кальцием, что чаще всего и наблюдается в зоне гипергенеза Южного Урала и других складчатых областей.

Теоретическое и экспериментальное обоснование механизма гидролитического взаимодействия воды с алюмосиликатными и силикатными породами приведено в работах О.А. Алекина, Р. Гаррелса, Дж. Дривера, Г.Н. Даниловой, У.Д. Келлера, К.В. Корренса, С.Р. Крайнова, Л.А. Матвеевой, Ж. Педро, Р.Д. Пиккеринга, Е.В. Посохова, С.Л. Шварцева и др. К наиболее важным положениям, касающимся кинетики гидролитических процессов, относятся следующие.

Подземные воды, независимо от величины минерализации и химического состава, всегда неравновесны по отношению к участвующим в гидролитических процессах первичным эндогенным и метаморфическим силикатам (альбиту, анортиту, олигоклазу, оливину и др.), но равновесны по отношению к образующимся при гидролизе термодинамически устойчивым в приповерхностных условиях вторичным минералам (каолиниту, гиббситу, галлуазиту, окисным и гидроокисным минералам железа и алюминия), растворимость которых много ниже исходных. Из этого следует, что образующиеся при углекислотном выщелачивании полевых шпатов околонейтральные и слабокислые гидрокарбонатные воды растворять вторичный минерал (в общем случае — каолинит) уже не могут.

Степень равновесности или неравновесности природных вод по отношению к различным первичным и вторичным силикатам определяется по диаграммам равновесия, построенным в координатах $[K^+]/[H^+]-[H_4SiO_4]$, $[Ca^{2+}]/[H^+]^2-[H_4SiO_4]$, $[Mg^{2+}]/[H^+]^2-[H_4SiO_4]$. Анализ этих диаграмм, выполненный С.Л. Шварцевым [1998], показал, что точки состава подземных вод различных ландшафтных зон Земли находятся в поле устойчивости вторичных глинистых минералов, а не первичных алюмосиликатов. Диаграмма равновесия калиевого алюмосиликата с водой приведена на рис. 4.19. Из него следует, что чем дальше точки состава подземных вод отстоят от поля первичных силикатов, тем больше растворяющая способность вод к этим силикатам. При этом степень неравновесности системы «вода – алюмосиликатная порода» увеличивается по мере уменьшения величины pH и минерализации вод.

По мере появления вторичной твёрдой фазы изменяется скорость растворения исходного вещества. Обособление минерального новообразования, с одной стороны, приводит к снижению концентрации раствора (что, казалось бы, должно способствовать дальнейшему растворению исходного минерала), а с другой — сильно затормаживает процессы гидролиза, вследствие экранирующего эффекта вторичной твёрдой фазы.

На поверхности породы (или её зерен) образуется остаточный слой (защитная плёнка или «рубашка»), сильно препятствующий дальнейшему протеканию процессов выщелачивания и выходу металлов (натрия, кальция и калия) из минералов. Толщина остаточного слоя колеблется для разных алюмосиликатных минералов от 0,01 до 0,07 мкм. В составе его преобладает SiO_2 (по отношению к Al_2O_3). Применительно к силикатным породам Южного Урала образование защитной плёнки отмечалось А.М. Черняевым с соавторами [Черняев и др., 1979]. Поэтому скорость растворения исходного вещества неуклонно снижается и по истечении времени скорость гидролитических реакций становится весьма малой. В этих условиях для поддержания процесса растворения необходимо удаление твёрдых продуктов реакции либо механическим путем (турбулентным потоком воды), либо с помощью химических взаимодействий, преобразующих вторичные новообразования. Так, в кислых водах образующийся каолинит преобразуется в гиббсит:

$$H_4Al_2Si_2O_9 \text{ (каолинит)} + 5H_2O = 3Al(OH)_3 \text{ (гиббсит)} + 2H_4SiO_4,$$
$$Al(OH)_3 + 3H^+ = Al^{3+} + 3H_2O.$$

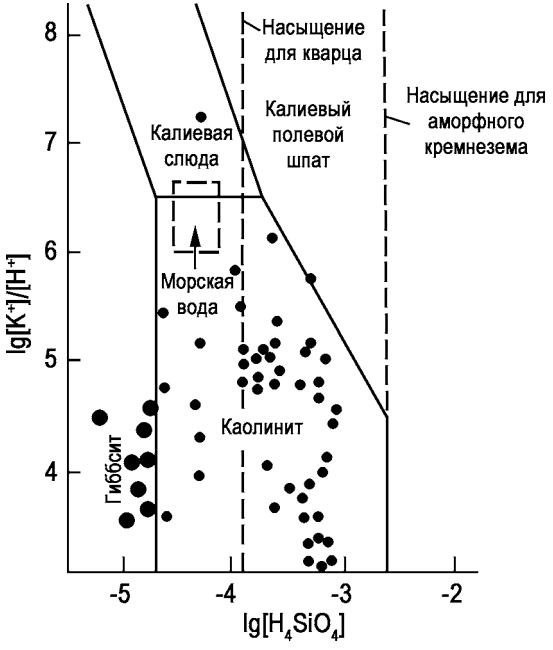


Рис. 4.19. Диаграмма устойчивости некоторых минералов в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при 25°С и давлении 0,1 МПа (по Р.М. Гаррелсу и Ч.Л. Крайсту [1968], с дополнениями С.Р. Крайнова и В.М. Швеца [1992])

Вместе с тем, С.Л. Шварцев [1998] считает, что один из главных способов удаления растворимых продуктов гидролиза и обеспечения неравновесности системы «вода – первичные алюмосиликаты – CO_2 – ОВ» заключается в нейтрализации образующейся при гидролизе щелочности углекислым газом или органическими кислотами, собственно и ведущей к формированию гидрокарбонатных вод.

На важную роль иона OH^- обращала внимание Л.А. Матвеева [1974], считавшая, что гидроксильный ион вместе с ионом H^+ являются равноправными участниками гидролитических реакций. По мнению авторов, именно благодаря внедрению иона OH^- в координационную сферу атомов Al и Si и происходит разрушение прочных ковалентных (ионно-ковалентных) кремнекислородных и алюмокремнекислородных (Si–O–Si и Si–O–Al) связей, лежащих в основе строения силикатных и алюмосиликатных минералов. Считается, что гидролитические реакции начинаются с обмена водородного иона раствора на металл кристаллической решётки минерала, а окончательное разрушение его структурных связей происходит при внедрении в решётку иона гидроксила.

Таким образом, результатом гидролитических процессов является преобразование первичных алюмосиликатов в глинистые минералы, карбонатные и кремнистые соединения, сопровождающееся ионным разложением воды за счёт не только (и не столько) её диссоциации, сколько процессов гидролиза. Водородный и гидроксильный ионы внедряются в кристаллическую решётку вторичных труднорастворимых минералов, т.е. переходят в химически связанное состояние. Ион OH^-, кроме того, взаимодействует с CO_2 с образованием HCO_3^-, который в свою очередь в ассоциации с гидратированными натрием, кальцием и магнием (в зависимости от состава первичных силикатов) образует в растворе $NaHCO_3$, $Ca(HCO_3)_2$ и $Mg(HCO_3)_2$.

На важные гидрогеологические последствия ионного разложения воды обращал внимание С.Л. Шварцев [1998]. Образование каолинита и хлорита сопровождается разложением и связыванием 25–28% воды. Большое количество воды (до 20%) поступает в глины и удерживается ими в физически связанном виде.

Среди целого ряда факторов, определяющих интенсивность процессов гидролиза (соотношение твёрдой и жидкой фаз, продолжительность их взаимодействия, величина pH, температура раствора и др.), главная роль принадлежит насыщенности подземных вод CO_2. Поэтому не случайно, что гидролитические процессы часто называют «углекислотным выщелачиванием полевых шпатов». М.И. Врублевским [1966] показано, что в юрских отложениях Центрального Кавказа даже при высоких концентрациях CO_2 (2–3 г/л) формирующиеся в результате гидролитического расщепления полевошпатовых минералов сложного состава гидрокарбонатные воды по катионному составу всегда будут смешанными (натриево-

кальциевыми, натриево-магниево-кальциевыми и др.). Смешанный состав катионов алюмосиликатного вещества горных пород и катионов подземных вод свойственен, как было показано, и Южному Уралу.

Углекислые содовые воды двух- и трехкомпонентного катионного состава нередко встречаются не только в осадочных бассейнах, но и в кристаллических образованиях горных стран (Саяны, Забайкалье и др.). Очевидно, что в магматических и метаморфических образованиях активность процессов углекислотного выщелачивания алюмосиликатов будет существенно меньше, чем в осадочных. Это связано с различиями в характере пустотности горных пород (пористость — в осадочных, трещиноватость — в кристаллических), от которого зависит площадь геохимического контакта воды и твёрдого вещества.

Увеличение парциального давления pCO_2 в растворе вызывает увеличение концентрации водородного иона (снижение величины pH в кислотную область) и тем самым ускоряет разрушение алюмосиликатов вследствие замещения в них катионов Na^+, K^+ и Ca^{2+} ионом H_3O^+. Большая роль в подкислении раствора принадлежит также кислотам органического происхождения, генерируемым в почвенно-растительном слое. Разрушение минералов возрастает в несколько раз в присутствии микроорганизмов. Органические кислоты типа гумусовых образуют комплексные соединения с алюминием, железом и кремнием, которые также ускоряют разрушение минерала.

Интенсивность разложения алюмосиликатных минералов во многом зависит от их структурных особенностей, наличия изоморфных примесей, характера связи межслоевых и компенсирующих катионов в кристаллической решётке и др. [Матвеева, 1974]. Положение элементов в структуре минерала определяет их доступность для взаимодействия с водой. Поэтому натрий и калий легче выходят в раствор из межслоевого пространства слюд, чем из минералов каркасного типа (полевых шпатов, нефелина), где они расположены в пустотах алюмокремнекислородной постройки. Указанным автором по степени интенсивности гидролитических процессов и скорости разложения водными растворами минералы расположены в такой последовательности: нефелин > биотит > лабрадор > альбит > роговая обманка > клинохлор > мусковит > каолинит > гиббсит. Этот ряд хорошо согласуется с наблюдаемым геохимическим состоянием кор выветривания Южного Урала, из которых в первую очередь выщелачиваются полевые шпаты, а в остаточных глинистых продуктах накапливаются устойчивые минералы типа каолинита и гиббсита.

В отличие от процессов конгруэнтного растворения хорошо растворимых сульфатных, хлоридных и карбонатных солей, происходящих по механизму приповерхностных реакций (ион-дипольного взаимодействия с водой) и сильно зависящих от скорости движения подземных вод, процессы инконгруэнтного выщелачивания плохо растворимых силикатов

в значительно меньшей степени зависят от гидродинамического фактора. Это важное для понимания кинетики гидролитических явлений в алюмосиликатах положение подтверждается результатами экспериментальных исследований Р.Д. Пиккеринга [1964]. Они показали, что количество элементов, вытесненных из кристаллической решётки минерала в гидратированное состояние при фильтрации воды через полевошпатовую породу (т.е. в подвижной среде) и с погружением породы в раствор (в статических условиях) мало различается.

Гидролиз алюмосиликатов относятся к категории обменно-абсорбционных явлений, протекающих во всём объёме твёрдой фазы, т.е. затрагивающих не только (и не столько) поверхность минерала, сколько его внутреннюю структуру. Поэтому для реализации процессов обменной абсорбции между водой и породой, протекающих по внутридиффузионному механизму, необходимо гораздо большее время, чем для процессов простого конгруэнтного растворения хорошо растворимых минералов и пород. Время осуществления гидролитической реакции ещё больше возрастает в связи с тем, что металлу для перехода из кристаллической решётки минерала в раствор нужно продиффундировать не только через первичное вещество породы, но и через вторичную субстанцию — защитную плёнку. В какой-то степени этот процесс ускоряется процессами выветривания, ведущими к сильной раздробленности горных пород. При этом уменьшение размера зёрен сопровождается резким увеличением удельной поверхности минерала, а также скорости разложения и выноса с единицы площади различных элементов. Тем не менее, даже с учётом этих обстоятельств, скорость гидролиза остаётся весьма низкой.

Опытами Р. Гаррелса и Ф. Макензи [1974] показано, что в результате каолинизации калиевых полевых шпатов в песчаниках каолинизированные зерна становятся пористыми за счёт перехода в раствор калия и кремнезёма. Однако процесс этот весьма длителен. Время, необходимое для замещения половины зёрен полевого шпата размером 1 см при комнатной температуре, составляет примерно 10 лет; это изменение сопровождается выносом в поровый раствор около 600 мг/л калия. О.А. Алёкин [1970] также считает, что в связи с образованием прочной корки из вторичных минералов скорость гидролитических реакций сильно снижается, вследствие чего время реализации процессов составляет десятки лет. Экспериментальными работами по взаимодействию алюмосиликатов с водой доказано увеличение во времени количества выносимых из минералов в раствор элементов при снижении интенсивности и скорости процесса в соответствии с параболической зависимостью. При разрушении минералов миграция элементов происходит не только в ионной форме, но также в комплексном, взвешенном (тонкодисперсном) и коллоидно-аморфном состояниях.

Изложенные данные убеждают нас в том, что в условиях Урала при весьма кратковременном взаимодействии инфильтрационных вод с труд-

нерастворимыми полиминеральными алюмосиликатными породами литолого-гидрогеохимическое равновесие в системе «вода – первичные алюмосиликаты» не достигается, в результате чего образуются воды с очень низкой минерализацией и обычно смешанного катионного состава. В такой ситуации вода покидает горную породу в сильно ненасыщенном химическими соединениями состоянии. Не способствует установлению равновесия и трещинный тип коллекторов позднего протерозоя и палеозоя, определяющий площадь взаимодействия твёрдой и жидкой фаз, а также невысокие концентрации в водах CO_2.

В присутствии больших количеств CO_2 (до 2–3 г/л) минерализация воды увеличивается и достигает 2–4 г/л и выше, примером чего служат минеральные воды Кавказа и Предкавказья.

Главным литолого-минералогическим последствием гидролитических процессов в алюмосиликатных породах является формирование мезозойско-кайнозойских глинистых кор выветривания. Они развиты в пределах практически всех геологических структур Южного Урала, но наиболее широко — на плоских междуречьях и склонах Зилаирского и Уралтауского плато, где мощность их достигает 60–85 м. Максимум (до 170 м) отмечен в зонах разломов — местах наиболее глубокого проникновения и геохимического воздействия инфильтрационных вод. В составе коры выветривания по полевошпатовым породам преобладают каолиновые глины, что служит ещё одним подтверждением гидролитических процессов в алюмосиликатах, ведущих к образованию гидрокарбонатных кальциево-натриевых и кальциевых вод.

Надо ещё раз подчеркнуть, что чистые содовые воды гидрокарбонатного натриевого состава не получили развития в гидрогеологических массивах Урала, сложенных алюмосиликатными образованиями. Одна из причин этого уже указывалась — это сложный минеральный состав водовмещающих алюмосиликатных пород. Другая причина заключается в том, что гидролитические процессы представляют собой обменную систему, переводящую металлы из исходного жёстко фиксированного в кристаллической решётке алюмосиликатных минералов состояния во вторичную растворённую карбонатную форму. Аккумуляция в водах карбонатов натрия, имеющих высокую растворимость, в этом случае наступит только после того, как будет достигнут предел растворимости карбоната кальция, т. е. когда из раствора начнёт выпадать кальцит [Шварцев, 1998]. Это станет возможным при величине pH > 7,4 и концентрации HCO_3^- > 300 мг/л (минерализации > 600 мг/л), о чём говорилось выше (см. раздел 4.1.1). В трещинных водах зоны гипергенеза Южного Урала в ходе гидролитических процессов в алюмосиликатах такие предельные значения указанных гидрогеохимических параметров не достигаются, т. е. условия, необходимые для существенного накопления в растворе соды, отсутствуют.

Следует также указать, что для объяснения появления гидрокарбонатных натриевых (и магниевых) вод в глинистых корах выветривания, образующихся по кристаллическим породам, и в самих кристаллических породах, нет никакой необходимости привлекать обменно-адсорбционные процессы с участием поглощённого комплекса, как это всё ещё делается некоторыми исследователями. Представления, касающиеся адсорбционных явлений в кристаллических образованиях, неверны по своей сути, и в первую очередь, ввиду того, что трещинные среды изначально не обладают обменно-адсорбционными свойствами, поскольку вообще лишены поглощённого комплекса.

Иная литолого-гидрогеохимическая ситуация создалась в мезозойско-кайнозойских корах выветривания Южного Урала. Среди слагающих коры глинистых минералов кроме каолинита присутствуют гидрохлорит, монтмориллонит, галлуазит и др. Именно эти силикаты и алюмосиликаты со слоистыми и цепочечными решётками являются носителями ионообменных свойств. Однако при решении вопроса о гидрогеохимической роли обменной адсорбции в корах выветривания надо иметь в виду, что химический состав этих вторичных образований теснейшим образом связан с минеральным составом подстилающего протерозойско-палеозойского кристаллического субстрата (см. раздел 1.4.1). Поэтому на Урале в составе минералов и кристаллических образований, а также глинистых продуктов их выветривания щелочноземельные компоненты (кальций и магний) всегда преобладают над щелочными (натрием и калием). Катионы же, адсорбированные на поверхности глинистых минералов кор выветривания, также генетически связаны с составом коренных пород. При их дезинтеграции металлы из кристаллической решётки минералов переходят в обменное состояние в глинистых продуктах выветривания и тем самым приобретают способность участвовать в ионообменных взаимодействиях с водой.

Всем этим и объясняется тот факт, что среди поглощённых оснований глинистых покровных отложений абсолютно доминирует кальций. Концентрация его составляет 71–86% при довольно высокой ёмкости поглощённого комплекса (до 61 ммоль/100 г породы; см. табл. 1.18). Содержание же натрия и калия в ПК не превышает нескольких процентов. В результате в коре выветривания формируется близкая к равновесному состоянию ионообменная система «поровая вода – порода», мало благоприятная для метаморфизации подземных вод по механизму обменной адсорбции. Это подтверждается результатами исследований ионно-солевого состава почвогрунтов Зилаирского плато (см. раздел 1.4.1, табл. 1.17). Водные вытяжки из них относятся к гидрокарбонатным, реже сульфатно-гидрокарбонатным и хлоридно-гидрокарбонатным. Среди катионов почти всегда преобладают кальций и магний, тогда как вытяжки натриевого состава вообще не образуются.

4.2.2. Механизм обменно-адсорбционных процессов в Предуралье

Исследуемый регион в гидрогеологическом отношении отвечает восточной части Волго-Камского и Предуральскому артезианским бассейнам. Содовые воды связаны главным образом с терригенными красноцветными формациями позднепермского возраста (татарский, казанский и уфимский ярусы), слагающими верхний (надкунгурский) этаж бассейнов. Встречаются они и в молодых осадках мезозоя – кайнозоя. Воды обычно вскрываются на глубине 50–150, иногда до 320 м.

В вертикальном гидрогеохимическом разрезе бассейна содовые воды занимают специфическое положение, обычно залегая между водами, не содержащими в своем составе соды: гидрокарбонатными кальциевыми типа II (вверху) и сульфатными натриевыми этого же типа (внизу). Это позволяет в составе гидрокарбонатной зоны выделить подзону содовых вод мощностью 20–150 м и более.

Общей чертой содовых вод является их невысокая минерализация (обычно < 1 г/л), кислородно-азотный газовый состав (O_2 1–5, N_2 10–30, CO_2 20–90 мг/л), околонейтральная и щелочная реакция среды (pH 6,9–8,8), положительные значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh +100...+300 мВ). Среди анионов доминируют бикарбонатный и карбонатный ионы, суммарное содержание которых достигает 90–98% (500–840 мг/л). Количество хлоридного и сульфатного ионов обычно < 5–10% в отдельности. По содержанию $NaHCO_3$ и Na_2CO_3 выделяются две геохимические (и, как будет показано далее, генетические) модификации содовых вод:

1) кальциевые, магниево-кальциевые, натриево-кальциевые слабовыраженного содового типа ($rHCO_3^-/rCa^{2+} + rMg^{2+}$ 1,1–1,5) с минерализацией 0,4–0,8 г/л и величиной pH 6,9–8,0. Содержание соды в их составе < 25% или 150 мг/л (табл. 4.13, №№ 1–5);

2) натриевые с минерализацией 0,5–1,2 г/л и величиной отношения $rHCO_3^-/rCa^{2+} + rMg^{2+}$ до 40–60. По существу, это чистый щелочной (pH 7,4–8,8) содовый раствор с содержанием бикарбонатов и карбонатов натрия ($NaHCO_3 + Na_2CO_3$) до 80–92% или 800–1 100 мг/л (№№ 6–15).

Воды первой модификации свойственны как источникам, так и неглубоким (< 50 м) скважинам, вскрывающим верхние горизонты зоны интенсивной циркуляции, сложенные терригенными осадками широкого возрастного диапазона — от каменноугольных до четвертичных включительно. Гидрокарбонатные натриевые воды второй модификации приурочены исключительно к верхнепермским глинистым отложениям (песчаникам, алевролитам, переслаивающимся с глинами, аргиллитами и мергелями), обладающим слабой проницаемостью и водообильностью. Они имеют очаговое распространение на глубине 100–320 м в слабопроницаемых

Таблица 4.13

Химический состав содовых вод пермских отложений Предуралья

№№ проб	Водоносные породы, глубина, м	М, мг/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						$NaHCO_3$+ Na_2CO_3, мг/л, %-моль
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^++K^+	
1	Песчаники, глины, 40	544	317,0 69,0	16,0 4,4	71,0 26,6	45,0 29,9	30,0 32,8	64,6 37,3	40 6,3
2	Глины, песчаники, 70	564	430,1 95,9	14,6 4,1	– –	49,6 33,8	47,1 52,6	22,8 13,6	60 9,5
3	Песчаники, конгломераты, 40	463	311,1 86,2	37,0 13,0	1,8 0,8	53,1 44,8	17,0 23,7	43,0 31,5	88 11,5
4	Песчаники, 26	723	445,3 77,0	102,8 22,6	1,8 0,4	53,1 27,9	41,9 36,4	78,0 35,7	101 12,0
5	Песчаники, источник	375	287,0 95,9	4,8 2,1	3,6 2,0	24,1 24,5	32,8 55,1	23,0 20,4	67,1 16,3
6	Алевролиты, песчаники, 104	465	329,2 92,4	11,9 4,2	5,3 4,4	16,0 13,4	17,6 24,3	84,7 62,3	277 54,7
7	Алевролиты, песчаники, 324	674	280,6 51,6	157,1 36,6	37,3 11,8	8,0 4,4	6,1 5,7	184,5 89,9	311 41,5
8	Песчаники, 88	555	353,9 84,7	48,0 14,6	1,8 0,7	12,0 8,7	4,9 5,9	134,5 85,4	403 70,1
9	Песчаники, аргиллиты	564	366,1 91,1	19,2 6,1	6,7 2,8	8,0 6,1	2,4 2,9	137,7 91,0	454 82,1
10	Песчаники, 108	631	427,1 90,9	28,8 7,8	3,6 1,3	8,0 5,2	4,9 5,2	158,6 89,6	521 80,5
11	Песчаники, 152	664	449,7 91,6	30,3 7,8	1,8 0,6	6,0 3,7	2,4 2,4	173,6 93,9	577 85,5
12	Песчаники, 96	794	549,2 93,7	24,0 5,2	3,6 1,1	10,0 5,2	2,4 2,1	204,6 92,7	697 86,4
13	Песчаники, 145	887	598,0 91,2	36,0 7,0	7,1 1,8	2,8 1,3	1,8 1,4	241,4 97,3	799 88,5
14	Песчаники, глины	927	620,6 91,5	39,9 7,5	3,9 1,0	2,0 0,9	1,0 0,7	260,0 98,4	871 89,9
15	Песчаники, аргиллиты, 110	1178	835,6 97,6	12,5 1,8	3,2 0,6	12,0 4,1	3,6 2,1	311,5 94,8	1109 92,4

«ядрах» водоразделов Волго-Камского бассейна, а также в центральных частях верхнепермских мульд Предуральского бассейна, в гидродинамическом отношении тяготея к зоне затруднённого водообмена. С глубиной гидрокарбонатные натриевые воды сменяются сульфатными натриевыми типа II с минерализацией 1,6–15 г/л через воды промежуточного гидрокарбонатно-сульфатного класса.

Терригенная верхнепермская формация Предуралья мощностью до 300–500 м является продуктом седиментогенеза в лагунно-морских,

морских и лагунно-континентальных бассейнах, в которые на протяжении десятков миллионов лет происходил снос обломочного материала за счёт разрушения магматических и метаморфических образований горно-складчатого Урала. Анализом петрографического состава установлено, что в обломочном материале верхнепермских песчаников, являющихся основными коллекторами содовых вод, содержится (%): кремнистых пород и кварца 10–40, серпентинитов 5–30, порфиритов 5–25, кислых эффузивов 5–10, слюд 5–15, карбонатов 5–15, полевых шпатов 5–15. Последние представлены в основном смешанными *Ab–An* разновидностями: олигоклазом, андезином и др. Цемент песчаников карбонатный и глинисто-карбонатный; общее содержание его в породе составляет 10–40%. Таким образом, водовмещающие песчаники отличаются высокой карбонатностью (до 40–50%) и относительно низким содержанием натриевых полевых шпатов, исходным веществом для которых явились первичные алюмосиликаты кристаллических пород Урала.

Из приведенных литолого-минералогических данных следует, что в условиях Предуралья при воздействии инфильтрационных вод на породы указанного состава в результате гидролиза натрийсодержащих алюмосиликатов с параллельно протекающим выщелачиванием более растворимых карбонатов возможно формирование содовых вод, среди катионов которых будут превалировать щелочноземельные компоненты, т. е. вод первой модификации. Но гидролитическими процессами в полиминеральных сильно карбонатизированных полевошпатовых породах вряд ли можно объяснить происхождение чистых содовых (гидрокарбонатных натриевых) вод второй модификации.

Как уже подчёркивалось, при углекислотном выветривании алюмосиликатов накопление Na_2CO_3 в растворе начинается с насыщения его $CaCO_3$. Этот вывод вытекает из различной растворимости $CaCO_3$ и Na_2CO_3. Но, как оказалось, с увеличением минерализации от 0,4 до 1,2 г/л концентрация натрия неуклонно возрастает, а кальция, напротив, уменьшается. В наиболее минерализованных содовых водах содержание $Ca(HCO_3)_2$ 10–40 мг/л, тогда как растворимость $CaCO_3$ даже при низких концентрациях CO_2 (< 50 мг/л) достигает 500 мг/л. Обратная связь между содержаниями натрия и кальция в содовых водах показана на рис. 4.20.

Приведенная зависимость явно не согласуется с гидролитической моделью образования гидрокарбонатных натриевых вод. Вместе с тем она дает основание для предположения о существовании в Предуралье природного механизма, регулирующего поступление в раствор натрия и одновременный вывод из него кальция. Все эти соображения заставляют обратиться к обменно-адсорбционной концепции формирования гидрокарбонатных натриевых вод и изложить её основные теоретические положения.

Метаморфизация подземных вод за счет обменно-адсорбционных процессов — одна из дискуссионных и наименее изученных проблем

современной генетической гидрогеохимии, хотя различные аспекты ее довольно широко обсуждались в работах отечественных и зарубежных исследователей (А.Н. Бунеев, К.К. Гедройц, Э.Г. Дегенс, Дж. Дривер, Л.Н. Капченко, С.Р. Крайнов, Е.В. Посохов и др.).

Обменно-адсорбционные взаимодействия в системе «вода–порода» относятся к категории литолого-гидрогеохимических процессов, сочетающих поглощение и воспроизводство растворенного вещества. Кинетика ионного обмена между твёрдой и жидкой фазами в осадочных бассейнах контролируются изменяющимися с глубиной гидрогеодинамическими и *PT*-условиями, вследствие чего и сами процессы, и образующиеся в результате их геохимические типы подземных вод носят зональный характер.

Механизм обменной адсорбции заключается в эквивалентном стехиометрическом замещении ионами свободного раствора ионов двойного электрического слоя глинистых минералов, в результате чего последние переходят в раствор. Применительно к образованию содовых вод реакция катионного обмена с участием гидрокарбонатных кальциевых вод протекает следующим образом:

$$Ca(HCO_3)_2 \text{ (вода)} + 2Na^+ \text{ (адс.)} \leftrightarrow 2NaHCO_3 \text{ (вода)} + Ca^{2+} \text{ (адс)}.$$

Реакции катионного обмена между водой и породой имеют обратимый характер, однако ввиду того, что кальций обладает в 4–5 раз более высокой, чем натрий, энергией поглощения, они более интенсивно протекают слева направо. В результате при отсутствии в породах легкорастворимых сульфатов и хлоридов могут образоваться почти чистые содовые воды.

Среди целого ряда физико-химических и геолого-гидрогеологических факторов, определяющих интенсивность и направленность обменно-адсорбционных процессов, главными являются энергия поглощения (адсорбционная способность) ионов и их концентрация в растворе и поглощённом комплексе пород. Экспериментальным путем установлено [Аборенко, 1985; Гедройц, 1975], что энергия поглощения катионов снижается с уменьшением их валентности, а для равнозарядных ионов — с сокращением атомного радиуса. Исключение представляет ион водорода, адсорбционная активность которого выше не только одновалентных,

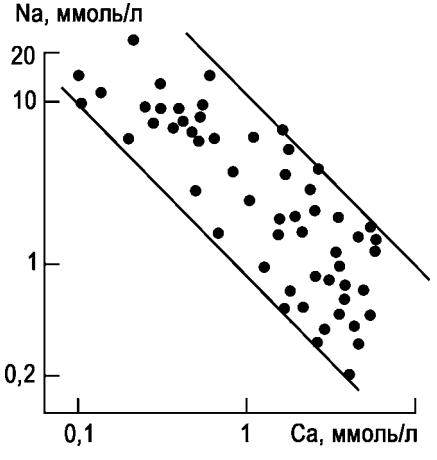


Рис. 4.20. Связь между натрием и кальцием в содовых водах

но и двух-, трехвалентных элементов: $H^+ > Al^{3+} > Fe^{3+} > Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^+ > K^+ > NH_4^+$.

Наиболее высокими адсорбционными свойствами обладают высокодисперсные породы с размером частиц <0,001 мм. Поэтому максимальный гидрогеохимический эффект обменно-адсорбционные процессы имеют в пористых терригенных существенно глинистых отложениях, ПК которых является основным вместилищем обменных катионов. Способность глинистых минералов к обмену ионами с раствором определяется их двумя главными особенностями, связанными с составом и структурой: удельной поверхностью и кристаллохимическим строением базальных поверхностей [Сергеев и др., 1971]. Поэтому для понимания механизма обменно-адсорбционных взаимодействий воды с породой полезно привлечь некоторые данные, касающиеся структурных особенностей глинистых минералов.

Алюмосиликаты групп хлорита, галлуазита и каолинита (кроме каолинита в нее входят накрит и даккит) имеют жёсткую кристаллическую решетку типа 1:1 с небольшим межслоевым расстоянием (~0,7 нм), что препятствует внедрению гидратированных катионов в межпакетные пространства их структуры. Вследствие этого они не участвуют в ионном обмене. Слабо участвуют в нём и базальные поверхности. Основная масса обменных катионов локализуется на боковых сколах кристаллической решётки, где главным образом и протекают адсорбционные процессы. Явления изоморфного замещения, создающие некомпенсированные электрические заряды, не свойственны минералам группы каолинита. Удельная поверхность их, доступная для взаимодействия с раствором, составляет 8–20 $м^2$/г, а ёмкость ПК 3–15 ммоль/100 г.

В противоположность каолиниту трёхслойные (2:1) глинистые минералы группы смектитов (монтмориллонит, бентонит, бейделлит, нонтронит, соконит, сапонит) обладают подвижным характером кристаллической решётки с размером межслоевых расстояний до 15–20 нм. В связи с этим, а также благодаря наличию в структуре минералов группы смектитов некомпенсированных зарядов, вызванных явлениями гетеровалентного изоморфизма ($Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ — в тетраэдрических сетках, $Al^{3+} \rightarrow Mg^{2+}$, $Al^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ — в октаэдрических), сорбция катионов из раствора происходит не только на сколах и базальных поверхностях, но и в межслоевых пространствах. Именно в них и размещается основная масса (до 80%) адсорбированных ионов. Удельная поверхность смектитовых минералов достигает огромной величины (600–800 $м^2$/г), а ёмкость их ПК — 150–200 ммоль/100 г.

Гидрослюды по обменно-адсорбционным свойствам занимают промежуточное положение между минералами групп каолинита и смектитов: удельная поверхность их 30–180 $м^2$/г, ёмкость ПК 10–40 ммоль/100 г. Они имеют не набухающую кристаллическую решётку типа 2:1, в которую не способны проникнуть молекулы воды. В структуре гидрослюд широко развиты гетеровалентные замещения, вследствие чего боковые сколы

приобретают отрицательный заряд. Поэтому основными активными поверхностями гидрослюдистых минералов, способными к ионообменному взаимодействию с водой, являются разорванные связи краевых частей кристаллов и их внешние базальные плоскости.

Состав поглощённых осадочными породами катионов в первую очередь определяется катионным составом вод бассейна седиментации. По этому признаку выделяются два основных типа ПК — морской и континентальный, в первом из которых преобладают натрий и калий (rNa+rK > rCa), а во втором — кальций (rCa > rNa+rK). При смене гидрохимического режима осадконакопления, а также при внедрении инфильтрационных вод в осадочные породы, насыщенные седиментогенными (талассогенными) растворами генетически чуждых им инфильтрационных (метеогенных) вод, обменно-адсорбционные процессы в общем случае идут в направлении насыщения ПК катионами с высокой энергией поглощения (Ca^{2+}, Mg^{2+}) и накопления в растворе ионов с меньшей адсорбционной активностью (Na^{+}, K^{+}).

Обменная адсорбция является одним из наиболее быстропротекающих гидрогеохимических процессов в гетерогенной системе «вода—терригенная порода». Экспериментальным путём доказано, что в суспензии обменно-адсорбционное равновесие между катионами ПК и раствора достигается через очень короткий промежуток времени, исчисляемый минутами [Гедройц, 1975; Попов и др., 1992]. Поэтому при оценке гидрогеохимической значимости ионного обмена между твёрдой и жидкой фазами в различных гидродинамических обстановках осадочного слоя литосферы нет никакой необходимости привлекать фактор геологического времени.

В природных условиях кинетика обменной адсорбции в значительной степени контролируется процессами конвективно-диффузионного переноса растворённого вещества к поверхности ионообменника и вывода продуктов реакции из литолого-гидрогеохимической системы, т.е. гидродинамической ситуацией в области взаимодействия твёрдого и жидкого компонентов. Тем самым будет поддерживаться неравновесный характер системы за счёт градиентов концентраций катионов как в самом растворе, так и между раствором и двойным электрическим слоем глинистых минералов. Из этого следует, что гидродинамически подвижные среды зоны гипергенеза, открытые для обмена веществом и энергией с внешней средой, наиболее благоприятны для протекания обменно-адсорбционных процессов в глинистых породах и метаморфизации заключённых в них подземных вод.

Ёмкость ПК глинистых минералов зависит не только от их кристаллохимических особенностей, но и от кислотно-щелочных и *PT*-условий подземной гидросферы. В осадочных бассейнах с ростом *T* и *P* с глубиной, сопровождающимся снижением величины pH подземных вод, уплотнением и литификацией пород, ёмкость их ПК неуклонно уменьшается: от 50—100 ммоль/100 г в верхней части зоны гипергенеза до 1—5 ммоль/100 г в зонах ката- и метагенеза на глубине >1 000—1 500 м.

В конечном итоге масса катионов, которые могут потенциально поступить из ПК в подземные воды, регламентируется ёмкостью ПК и пористостью терригенной породы. В зависимости от их величины масса катионов адсорбционного происхождения в подземных водах может варьировать в очень широких пределах — от первых десятков до тысяч моль/л. Ионообменные возможности осадочных пород с различной величиной пористости иллюстрируются рисунком 4.21, базирующимся на эмпирических данных.

В результате выполненного комплекса литолого-гидрогеохимических исследований, включающего анализ ПК терригенных верхнепермских пород (около 200 проб), петрографические, термические и рентгеноструктурные исследования, установлено, что обменно-адсорбционные свойства терригенных пород и их роль в метаморфизации подземных вод дифференцированы по глубине седиментационного бассейна[3]. Наиболее благоприятная обстановка для реализации катионного обмена создалась в его верхнем этаже, сложенном глинистыми верхнепермскими породами с большой ёмкостью ПК. Максимальные концентрации адсорбированных катионов (30–85 ммоль/100 г) наблюдаются в тонкодисперсных осадках — глинах и аргиллитах. Ёмкость обмена глинистых песчаников и алевролитов чаще всего составляет 20–40 ммоль/100 г. Высокая ёмкость ПК пород связана с гидрослюдисто-смектитовым составом слагающего их глинистого вещества. В гидродинамически подвижной водной среде обменно-адсорбционные процессы имеют направленный характер, вследствие чего оказывают сильное метаморфизующее воздействие на состав подземных вод. При средней ёмкости ПК 20–30 ммоль/100 г и пористости водовмещающих пород *n* 0,2 в 1 л раствора потенциально может перейти >2 000 ммоль (40 г) катионов, что на два порядка больше их фактической концентрации в пресных водах (см. рис. 4.21).

Состав поглощённых оснований изменчив (%): Ca^{2+} 25–95, Mg^{2+} 3–47, Na^{+} 1–60, K^{+} 0,4–2,5. Соотношение между щелочными и щелочноземельными компонентами, являющееся показателем генетического облика ПК, зависит от глубины залегания пород.

В самой верхней наиболее промытой части верхнепермского разреза (0–50 м), соответствующей зоне гидрокарбонатных кальциевых вод, в ПК ёмкостью 20–70 ммоль/100 г доминирует кальций (60–95%, или 0,3–1,3 г/100 г), а натрий занимает резко подчинённое положение (1–7%, или 0,01–0,1 г/100 г). Величина rCa/rNa+rK составляет 11–30 и выше, что отвечает континентальному типу ПК (табл. 4.14, №№ 1–6). Учитывая гидрохимические особенности позднепермского седиментогенеза, выразившиеся в широком развитии солёных и слаборассольных (натриевых) водоёмов, следует полагать, что ПК пород этой зоны был перерождён в мезозойско-

[3] Методика исследования поглощённого комплекса пород изложена в нашей работе [Попов, Абдрахманов, Тугуши, 1992].

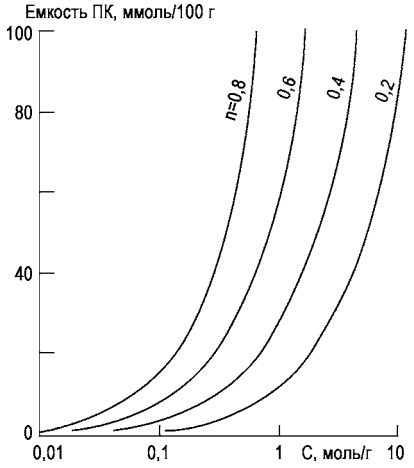


Рис. 4.21. Количество адсорбированных ионов С, поступающих в раствор в зависимости от ёмкости ПК и пористости *n* породы

кайнозойский субаэральный этап развития бассейна из ПК морского типа (rNa+rK > rCa).

С увеличением глубины залегания верхнепермских отложений, по мере снижения скорости движения подземных вод, состав адсорбированных катионов существенно меняется, тогда как ёмкость обмена пород не претерпевает заметных изменений и остаётся довольно высокой (20–40 ммоль/100 г). В интервале 50–150 м концентрация поглощённого натрия резко возрастает (до 40–60%, или 0,32–0,43 г/100 г), а кальция или уменьшается, или остается на прежнем уровне (0–0,4 г/100 г). Вследствие этого величина отношения rCa/rNa+rK снижается до 0,8–1,3 (см. табл. 4.14, №№ 7–12). Именно в породах, обогащённых адсорбированным натрием, и образуются гидрокарбонатные натриевые воды. Совсем неизвестны случаи, чтобы чистые содовые воды находились в породах с ПК, в котором натрия было бы < 30–35%.

Следует подчеркнуть, что приведённый состав адсорбированных катионов характерен для терригенных глинистых пород, в которых отсутствуют легкорастворимые соли галит и гипс, благодаря чему и создаются условия для образования гидрокарбонатных вод. В загипсованных породах, залегающих ниже содовой зоны, в результате катионного обмена между сульфатными кальциевыми водами и породами, богатыми адсорбированным натрием (0,23–0,55 г/100 г), формируются сульфатные натриевые воды с минерализацией до 10–15 г/л (см. табл. 4.14, № 13)[4].

Для выяснения особенностей процесса содообразования из керна скважин производился отбор образцов пород для определения состава и концентрации адсорбированных ионов из тех же интервалов, откуда отбирались пробы подземных вод. Это дало возможность сопоставить соответствующие аналитические данные. Результаты исследований по одной из скважин показаны на рис. 4.22. На нём отчетливо видно, что в верхней части разреза (< 50 м), где воды имеют гидрокарбонатный кальциевый

[4] Методика и результаты проведенного нами комплекса экспериментальных исследований по выяснению механизма формирования сульфатных натриевых вод подробно описаны В.Г. Поповым [1990].

Таблица 4.14

Состав поглощённого комплекса верхнепермских пород

№№ проб	Глубина отбора, м	Порода, возраст	Поглощённые катионы, мг/100 г, ммоль/100 г, %-моль				Ёмкость ПК, ммоль/100 г	$\frac{rCa^{2+}}{rNa^{2+}+rK^{+}}$	Индекс состава воды
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	15	Песчаник, P_2kz	232,5 11,6 68,4	60,2 5,0 29,5	8,5 0,37 2,1	– – –	16,97	31,4	C^{MgCa}
2	31	Аргиллит, P_2u	390,8 19,5 55,2	170,2 14,0 39,6	24,8 1,08 3,1	29,7 0,76 2,1	35,34	10,6	C^{Ca}
3	55	Песчаник, P_2kz	307,2 15,83 58,3	123,0 10,12 38,5	12,6 0,55 2,1	11,7 0,3 1,1	26,3	18,0	C^{MgCa}
4	40	Песчаник, P_2u	637,3 31,8 78,8	85,1 7,0 17,4	36,6 1,59 3,8	– – –	40,39	20,0	C^{CaMg}
5	22	Алевролит, P_2kz	485,8 24,24 85,7	30,1 2,50 8,8	26,0 1,13 4,0	15,8 0,43 1,5	28,3	15,5	C^{MgCa}
6	26	Аргиллит, P_2u	1182 58,97 86,8	53,9 4,44 6,5	97,7 4,25 6,3	11,7 0,3 0,4	67,96	13,0	C^{NaCa}
7	120	Алевролит, P_2kz	295,6 14,78 41,7	75,1 6,17 17,4	321,5 13,98 39,4	21,2 0,54 1,5	35,47	1,0	C^{Na}
8	90	Песчаник, P_2kz	104,2 5,2 32,2	60,2 5,0 31,0	136,8 5,95 36,7	– – –	16,15	0,9	C^{Na}
9	74,5	Аргиллит, P_2kz	241,7 12,06 42,1	91,5 7,50 26,2	197,0 8,58 29,9	20,8 0,53 1,8	28,67	1,3	C^{Na}
10	65,5	Песчаник, P_2kz	179,4 8,95 38,6	91,5 7,50 32,3	145,0 6,30 27,2	17,4 0,45 1,9	23,2	1,3	C^{Na}
11	99	Алевролит, P_2kz	147,5 7,36 34,1	85,4 7,0 32,4	156,0 6,78 31,4	17,4 0,45 2,1	21,59	1,0	C^{Na}
12	108	Аргиллит, P_2kz	278,0 14,36 36,1	104,2 8,32 21,0	375,2 16,31 41,1	28,6 0,73 1,8	39,71	0,8	SC^{Na}
13	107	Глина загипсованная, P_2u	470,7 23,49 47,8	18,0 1,48 3,0	546,0 23,75 48,4	15,6 0,40 0,8	49,12	0,97	S^{Na}

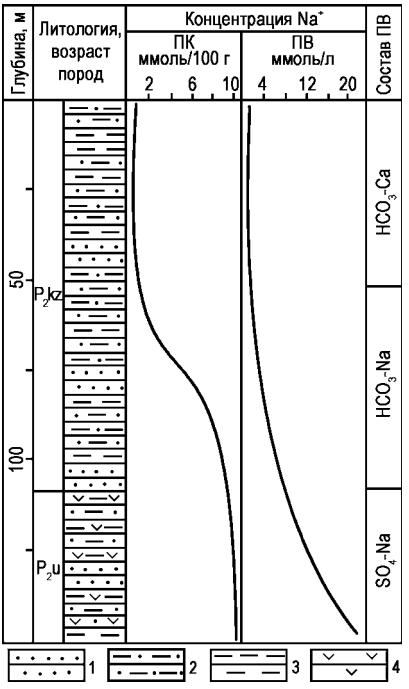


Рис. 4.22. Изменение концентрации натрия в ПК и подземных водах (ПВ) верхнепермских пород с глубиной

Условные обозначения: 1 — песчаники, 2 — алевролиты, 3 — аргиллиты, глины, 4 — гипсы

состав, в ПК терригенных пород содержится очень мало адсорбированного натрия (0,4–1,2 ммоль/100 г). Ниже, в интервале 60–120 м концентрация натрия в ПК глинистых песчаников и алевролитов увеличивается до 6–12 ммоль/100 г. Как раз в этом интервале и образуются гидрокарбонатные натриевые воды. На ещё большей глубине (интервал до 200 м), в загипсованных породах с натриевым типом ПК (Na^+ 10–24 ммоль/100 г) заключены солёные сульфатные натриевые воды.

Полное соответствие катионного состава ПК пород и содержащихся в них подземных вод не оставляет сомнений в том, что главным процессом, обеспечивающем формирование чистых гидрокарбонатных натриевых вод, является обменная адсорбция в системе «вода – порода».

Ионообменная природа гидрокарбонатных натриевых вод полностью подтверждается также и результатами водных вытяжек из верхнепермских песчаников, ПК которых богат адсорбированным натрием (0,2–0,3 г/100 г). При изготовлении вытяжек использовалась дождевая вода сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого состава с минерализацией 72,6 мг/л и величиной pH 6,4. Ионы натрия в ней вообще отсутствовали. Соотношение воды и породы составляло 5:1. До опыта образец дробился до размеров преобладающей фракции породы. В ходе опытов с односуточной экспозицией за счёт выщелачивания $CaCO_3$ из пород и последующего катионного обмена кальция воды на натрий ПК были получены содовые растворы (табл. 4.15), по составу близкие подземным водам, содержащимся в этих породах.

Ниже приведены сравнительные гидрогеохимические данные одного опыта:

$$\text{водная вытяжка} — M\,0{,}4\,\frac{HCO^3\,77\;\;SO^4\,17\;\;Cl\,6}{Na\,98\;\;Ca\,2}\,pH\,8{,}8,$$

подземные воды — $M\,0{,}6\,\dfrac{HCO^3\,89\;SO^4\,8\;Cl\,3}{Na\,94\;Ca\,4\;Mg\,2}\,pH\,8{,}6.$

Совершенно очевидно, что процессы гидролиза алюмосиликатов, протекающие по внутридиффузионному механизму, не могли за столь короткое время взаимодействия воды с породой обеспечить образование содовой составляющей раствора. Сода в растворе могла появиться только в результате обменно-адсорбционных процессов. Более низкая минерализация вытяжек по сравнению с подземными водами (на 0,2–0,4 г/л) объясняется небольшой продолжительностью эксперимента, при котором не достигается равновесия в системе «$CaCO_3 - CO_2 - H_2O$».

Как показано методами физико-химического моделирования [Тугуши, 1985], гидрокарбонатные натриевые воды с более высокой минерализацией (8–15 г/л) типа Боржоми и Ессентуки ионообменным путем могут образоваться в терригенных глинистых карбонатизированных породах с ПК натриевого типа, в углекислой водной среде (CO_2 1–3 г/л) при отсутствии в твёрдой фазе больших количеств сульфатов и хлоридов. Подобные условия свойственны молодым (киммерийско-альпийским) орогенам и плитам (Кавказ, Предкавказье, Западная Сибирь и др.), благоприятным для генерации CO_2 термометаморфическим и магматическим путем и восходящей миграции его в осадочные породы морского генезиса.

Условия для формирования гидрокарбонатных натриевых вод были подготовлены всем ходом палеогидрогеологического развития региона в пермскую эпоху и последующие периоды. Именно к поздней перми в результате седиментогенеза в водоемах с различной солёностью (вплоть до рассольных) относится формирование ПК терригенных пород морского типа (rNa > rCa). Существовавшее равновесие между седиментогенными водами и составными частями ионно-солевого комплекса пород (поровые растворы, адсорбированные ионы и водорастворимые минералы) способствовало насыщению ПК натрием.

Таблица 4.15

Химический состав водных вытяжек из верхнепермских пород

№№ проб	Глубина отбора, м	Порода, возраст	pH	M, мг/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава вытяжек
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	31	Аргиллит, P_2u	8,0	197,2	120,8 77,9	23,0 18,9	2,84 3,2	18,8 38,2	4,62 15,4	27,1 46,4	C_1^{CaNa}
2	90	Песчаник, P_2kz	8,7	351,8	226,0 85,2	23,0 11,1	5,67 3,7	1,20 1,4	0,73 1,4	95,2 97,2	C_1^{Na}
3	140	Песчаник, P_2u	8,8	390,9	234,0 76,5	42,3 17,5	10,6 6,0	2,0 2,2	– –	102,0 97,8	C_1^{Na}
4	75	Песчаник, P_2u	8,4	218,9	100,1 57,3	54,8 39,9	2,84 2,8	16,4 30,5	– –	44,8 69,5	SC_1^{CaNa}

С начала мезозоя в Предуралье господствовал континентальный режим, кратковременно прерванный во время акчагыльской морской трансгрессии. Седиментогенные воды пермских отложений неоднократно сильно разбавлялись и к настоящему времени полностью вытеснены и замещены инфильтрогенными. Это же относится и к поровым растворам, которые не являются сингенетичными вмещающим их верхнепермским терригенным осадкам, а имеют в основной своей массе вторичное происхождение [Соколов, 1972]. По составу они преимущественно гидрокарбонатные кальциевые (M 0,5–0,9 г/л), иногда хлоридные или сульфатные натриевые, магниевые (M до 1,2–1,5 г/л).

Глубокие изменения произошли также в составе адсорбированных ионов и водорастворимых минералов верхнепермских пород. Поглощённый натрий в хорошо проницаемых их разностях в верхних горизонтах практически нацело замещён кальцием метеогенных вод. Вымытыми из пород этой зоны оказались и легкорастворимые соли. В такой гидрогеологической обстановке высокие концентрации натрия в ПК терригенных пород могли сохраниться в более глубоких горизонтах, характеризующихся затруднённым водообменном, существенно глинистым типом разреза, низкими фильтрационными свойствами пород. Именно здесь, как отмечалось, и образуются содовые воды.

Таким образом, гидрокарбонатные натриевые воды представляют закономерный итог геохимической эволюции подземной гидросферы Предуралья. Они сформировались после того, как из терригенных верхнепермских отложений были вытеснены седиментогенные минерализованные воды, выщелочены хлоридные и сульфатные соли и создались необходимые условия для протекания реакции межфазового обмена кальция инфильтрогенных вод на адсорбированный натрий пород.

В заключение следует подчеркнуть, что авторы далеки от того, чтобы абсолютизировать выводы, касающиеся роли обменно-адсорбционных процессов в формировании содовых вод седиментационных бассейнов. Результаты региональных гидрогеохимических исследований свидетельствуют о полигенности подземных содовых вод. Образование их происходит в различных природных обстановках под влиянием различных факторов и процессов, в связи с чем универсальной концепции содообразования в подземной гидросфере не существует. Поэтому решение проблемы происхождения содовых вод в той или иной гидрогеологической структуре должно базироваться не только на общих геолого-гидрогеологических данных, но и на результатах литолого-гидрогеохимических исследований, включающих анализ ионно-солевого комплекса пород (в понимании А.Н. Бунеева [1956]) и вещественного состава подземных вод. Именно недостаток специальных экспериментальных исследований и является причиной противоречий в области знаний о формировании содовых вод.

4.3. Геохимия и происхождение глубинных вод Южного Урала

Глубинная гидрогеохимическая зональность массивов Урала, в отличие от разделяемых им Восточно-Европейской и Западно-Сибирской артезианских областей, изучена очень слабо. Почти вся информация по химическому составу и формированию подземных вод относится к верхней гидродинамической зоне, находящейся под влиянием гипергенных факторов. Ниже её находилась *terra incognita*, долгое время принимаемая *a priori* за водоупорную субстанцию. И только в последние десятилетия в связи с бурением глубоких скважин разного назначения (сверхглубоких, нефтеразведочных, на рудных месторождениях и др.) появились некоторые данные о гидрогеологических условиях глубоких частей недр горно-складчатых областей. Эти данные были положены в основу прогнозных моделей гидрогеохимической зональности этих областей.

В.А. Кирюхин с соавторами [1989], обобщившие материал по гидрогеохимии складчатых областей, в том числе древних палеозойских (Казахской, Уральской, Донецкой и др.), высказали предположение, что на Урале под зоной пресных вод, начиная с глубин 1–3 км, расположена зона солёных вод и рассолов. Основанием для этого прогноза послужили факты обнаружения в отдельных пунктах Урала высокоминерализованных вод в глубоко залегающих осадочных комплексах палеозойского возраста.

Так, на западном склоне Среднего Урала, считавшемся раньше областью питания глубоких водоносных комплексов палеозоя Восточно-Европейской платформы, нефтеразведочными скважинами в каменноугольных отложениях вскрыты хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией > 200 г/л [Шестов, Шурубор, 1975]. Им свойственны высокая метаморфизация (rNa/rCl 0,56–0,59), низкая сульфатность, наличие аммония, брома и исключительно высокие концентрации йода (211 мг/л), свидетельствующие о гидродинамической закрытости недр и седиментогенной природе вод. Рассолам сопутствует малосернистая лёгкая нефть с плотностью 0,79 г/см^3. Нефтегазопроявления и даже месторождения в девоне и карбоне известны на западном склоне Среднего и Южного Урала (Ветосское, Архлатышское, Красноусольское и др.).

Обнаружение залежей углеводородов и сопутствующих им седиментогенных рассолов в Карпатах, на Юго-Западном Гиссаре, Кавказе, Западном Урале и в других горно-складчатых областях [Колодий, Кудельский, 1972; Попов, 1985; Шестов, Шурубор, 1975], не говоря уже об открытии нефтяных месторождений в Предуральском, Предкарпатском и других краевых прогибах Земли, является свидетельством преимущественной гидрогеологической разобщённости горных стран и прогибов, а также господства в глубоких их частях застойного гидрогеодинамического режима.

На железнорудных и медно-колчеданных месторождениях Урала (Естюнинском, Теченском, Подольском и др.) на глубинах 780–1 235 м в эффузивных породах установлены солёные воды хлоридного натриевого и кальциевого состава с минерализацией 3–9 г/л [Ковальчук, 1985; Михайлов, 2007]. Они имеют геохимический облик талассогенных растворов, в разной степени изменённых за счёт эпигенетических процессов. Невысокая минерализация вод объясняется разбавлением седиментогенных вод, проникших в рудовмещающие эффузивы из окружающих осадочных пород, метеогенными водами в неотектонический этап развития Урала.

Всё это может явиться основанием для выделения в толщах пород, слагающих орогены, не только зоны интенсивной циркуляции, но и зон замедленного водообмена и застойного режима с содержащимися в них минерализованными водами.

Рассмотрим гидрогеохимические данные, характеризующие глубокие зоны Южного Урала.

Западно-Уральская внешняя зона складчатости

Мощность зоны кислородно-азотных пресных гидрокарбонатных кальциевых (магниево-кальциевых) вод в передовых складках Южного Урала составляет 300–400 м. Под ней через переходную гидрокарбонатно-хлоридную подзону до глубины 600–800 м распространены азотные солёные хлоридные натриевые воды, дериватами которых являются Тереклинские, Ташастинские и Аскынский минеральные источники. Они связаны с зонами разломов, выводящих солёные воды в приповерхностную зону, где происходит их смешение с пресными водами верхней гидрогеохимической зоны. Ещё глубже, до 1 000–1 200 м, залегают сероводородные метаново-азотные рассолы. Представителями их являются Красноусольские минеральные сульфидные воды с минерализацией до 70 г/л, которые также связаны с зоной тектонического разлома и образовались в результате смешения глубинных рассолов нижнего карбона с метеогенными водами, что фиксируется аномальными концентрациями гелия ($4{,}9\times10^{-3}$ мл/л) в водах смешанного состава.

Судя по величинам отношений rNa/rCl 1,0–1,05 и Cl/Br > 1 000 (Br < 10 мг/л), природа солёных вод и слабых рассолов Красноусольска — преимущественно инфильтрогенная (седиментогенная составляющая установлена только в радоновом источнике хлоркальциевого типа). Исходной глубинной составляющей их являются хлоридные натриевые рассолы типа II и IIIа с минерализацией до 279 г/л, низкими концентрациями брома (< 40 мг/л, Cl/Br 4 100), имеющие заведомо инфильтрогенную природу. Они вскрыты нефтеразведочными скважинами на глубине до 2,0–2,6 км в нижнекаменноугольных и средне-верхнедевонских отложениях на Архлатышской (скв. №№ 1 и 5), Саитбабинской (скв. №№ 1 и 4) и Таушской (скв. 1) площадях (табл. 4.16). Иллюстрацией является рассол, вскрытый

Таблица 4.16

Химический состав рассолов и солёных вод Южного Урала

Место отбора пробы	Глубина опробования, м, индекс возраста пород	М, г/л	Ингредиенты, г/л, %-моль						rNa / rCl
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Западно-Уральская зона складчатости									
Скв. 1 Архлатышская	2443–2477 C_1t	279	0,3 0,1	3,59 1,6	166,0 98,3	1,05 1,1	0,24 0,4	107,8 98,5	1,00
Скв. 2 Архлатышская	1888–1997 C_1t	80,0	1,0 1,2	1,36 2,0	47,43 96,8	9,97 36,0	0,11 0,6	20,15 63,4	0,66
Скв. 4 Архлатышская	2590–2690 D_3fr	119	1,0 0,8	0,36 0,4	72,4 98,8	17,1	0,35	27,2	0,58
Скв.4 Иштугановская	1000 C_2	46,3	1,3 2,6	2,79 7,3	25,2 90,1	1,66 10,5	1,05 11,0	14,28 78,5	0,87
Скв .4 Иштугановская	686–1430 $D_3fr–C_1t$	203	0,06 0,0	0,36 0,2	126,8 99,8	28,4 39,5	2,99 6,9	44,21 53,6	0,54
Скв. 18 Мурадымовская	2380–2440 $D_3fr–fm$	106	0,95 0,8	0,14 0,2	66,54 99,0	22,7 72,9	1,19 5,2	9,55 21,9	0,22
Ист. «Тереклинский»	C_2	1,8	0,23 12,7	0,07 4,9	0,87 82,4	0,07 11,3	0,02 5,6	0,57 83,1	1,01
Ист. «Аскынский»	C_2	1,25	0,27 24,7	0,06 6,7	0,48 68,6	0,07 18,2	0,02 9,1	0,33 72,7	1,06
Ист. «Ташастинский»	C_2	3,0	0,26 8,5	0,09 4,0	1,54 87,5	0,09 9,3	0,02 3,2	1,0 87,5	1,01
Ист. «Красноусольский сульфидный»	311 C_2	70,3	0,34 0,5	3,31 5,8	39,35 93,7	0,89 2,0	0,33 4,0	26,09 94,0	1,00
Ист. «Красноусольский радоновый»	C_2	12,4	0,31 2,4	0,52 5,2	6,86 92,4	0,17 4,1	0,05 2,0	4,53 93,9	1,02

Таблица 4.16 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Центрально-Уральское поднятие									
Скв. Ассы	55–70, PR_2	2,5	0,20 8,3	0,40 21,1	1,0 70,6	0,17 20,1	0,08 14,9	0,62 65,0	0,90
Ист. Ассы	PR_2	20,5	0,15 0,7	2,69 16,2	10,18 83,1	1,00 14,5	0,38 9,0	6,08 76,5	0,92
Ист. «Катав-Ивановский»	PR_2kt+in	4,2	0,25 6,45	0,26 8,38	1,94 85,2	0,16 10,4	0,05 5,1	1,49 84,5	1,18
Скв. 6 Асташская	2194–2222, C_1^3n	13,8	0,56 3,82	0,05 0,46	8,12 95,72	2,81 58,8	0,23 4,9	2,0 36,3	0,35
Скв. 2 Асташская	2600–2700, C_1^2b	42,9	0,21 0,5	0,63 1,8	25,57 97,7	3,08 20,8	0,04 0,5	13,38 78,7	0,81
Скв. 1 Кулгунино	940, R_3	1,2	0,68 71,7	0,05 6,4	0,12 21,9	0,02 5,1	0,01 5,7	0,32 89,2	0,9
Скв. 1 Кулгунино	3215, R_1	11,3	3,24 33,3	2,74 35,8	1,74 30,9	0,41 12,8	0,04 1,8	3,13 85,4	2,77
Магнитогорский мегасинклинорий									
Скв.2 Уральская	3856–3932, C_1v_2–n	65,9	0,24 0,3	1,0 1,8	40,95 97,9	10,8 45,8	1,99 13,9	10,92 40,3	0,41
Скв.4 Уральская	2020–2120, C_1t–v	18,7	0,34 1,7	0,53 3,4	10,99 94,9	2,34 35,9	0,34 8,9	4,14 55,2	0,59
Скв.10 Мулдаккуль	100–500, C_3–P_1	37,2	0,02 0,05	1,34 4,34	21,87 95,61	3,96 30,7	0,33 4,19	9,64 65,07	0,68
Скв. 68, Подольское медно-колчеданное месторождение	780, D_2	3,2	0,164 5,0	0,129 5,0	1,72 90,0	0,14 13,0	0,03 4,0	1,03 83,0	0,92
Скв. 2К, Юбилейное медно-колчеданное месторождение	600–1350, D_2	6,7	3,35 62,2	0,577 13,6	0,759 24,2	0,065 3,7	0,011 1,0	1,94 95,3	3,93
Скв. 8215, Естюнинское железорудное месторождение	1128–1189, D	8,95	0,186 2,0	1,177 16,0	4,46 82,0	2,544 83,0	0,019 1,0	0,564 16,0	0,20

скважиной № 1 Архлатышской площади в турнейских известняках нижнего карбона на глубине 2443–2477 м:

$$M\,279\,\frac{Cl\,98\;\;SO^4\,2}{Na\,99\;\;Ca\,1}\,rNa/rCl\,1{,}0\;\;Cl/Br\,4150.$$

Вместе с тем, скважинами Иштугановской (№ 4), Мурадымовской (№ 18) и Архлатышской (№№ 2 и 4) площадей на таких же и даже меньших глубинах (0,7–2,7 км) в верхнедевонско-турнейских отложениях обнаружены азотно-метановые хлоридные кальциево-натриевые рассолы типа IIIб с минерализацией до 203 г/л. Примером служит рассол, вскрытый скважиной № 4 Иштуганово в турнейских известняках (интервал 0,69–1,43 км):

$$M\,203\,\frac{Cl\,100}{Na\,53\;\;Ca\,40\;\;Mg\,7}\,rNa/rCl\,0{,}53.$$

На Архлатышской площади скважиной № 2 на глубине 1,9–2,0 км также в турнейских отложениях установлены воды следующего состава:

$$M\,80\,\frac{Cl\,197\;\;SO^4\,2\;\;HCO^3\,1}{Na\,63\;\;Ca\,36\;\;Mg\,1}\,rNa/rCl\,0{,}66.$$

Во франских отложениях на глубине 2,5–2,7 км (скв. № 4) метаморфизация их ещё более усиливается:

$$M\,118\,\frac{Cl\,99\;\;SO^4\,1}{Na\,57\;\;Ca\,42\;\;Mg\,1}\,rNa/rCl\,0{,}57^{5}.$$

Нефть, сопровождающая эти рассолы, так же как и в приведенном ранее случае передовых складок Среднего Урала, не претерпела существенных гипергенных изменений под влиянием поверхностных факторов (ρ 0,864 г/см^3). Эти рассолы имеют седиментационное происхождение и образовались, судя по всему, в результате процессов метасоматической доломитизации карбонатных пород:

$$2CaCO_3\,(\text{известняк}) + MgCl_2\,(\text{рассол}) \rightarrow CaCO_3 \times MgCO_3\,(\text{доломит}) + CaCl_2\,(\text{рассол}).$$

К западу от Урала, в Бельской впадине Предуральского прогиба (Архангельская, Табынская, Саратовская, Воскресенская и другие площади), каменноугольные и девонские отложения насыщены метановыми крепкими рассолами (до 250–280 г/л) хлоркальциевого типа, являющимися типичными водами нефтяных месторождений Волго-Уральской области.

Гидрогеохимические данные, как и ранее изложенные выводы по гидрогеодинамике (см. раздел 3.4), свидетельствуют о преимущественной гидрогеологической разобщённости Западно-Уральского ААБ и Предураль-

[5] Эта и предыдущая пробы воды, судя по пониженной минерализации, видимо, разбавлены буровым раствором.

ского АБ. В качестве изолирующих барьеров в них выступают высокоамплитудные (до 500 м) надвиги, которые одновременно являются и каналами вертикального массопереноса. Они перехватывают формирующийся на Урале латеральный подземный сток и способствуют его восходящей разгрузке в вышележащие горизонты и в конечном итоге — на поверхность в виде пресных и минеральных источников [Попов, 1985].

Центрально-Уральское поднятие

Гидрогеохимические условия глубоких частей недр этой структуры изучены очень слабо. Тем не менее имеющиеся отрывочные данные позволяют полагать, что с глубиной возникают условия весьма затруднённого гидрогеодинамического режима, способствующие сохранению в глубокозалегающих трещинных коллекторах высокоминерализованных седиментогенных вод. Основанием для такого предположения служат Ассинские и Катав-Ивановский минеральные источники типа IIIб (хлоркальциевого) с минерализацией 4–21 г/л и температурой 13,0–15,3 °С, а также солёные воды и рассолы, установленные скважинами на Асташской и Кулгунинской площадях (см. рис. 3.1).

Подробная характеристика указанных минеральных источников будет приведена в главе 6. Здесь же достаточно отметить, что их формирование в Башкирском антиклинории, представленном самым древним на Урале позднепротерозойско-кембрийским структурным этажом мощностью 12–15 км, вызвано разгрузкой с глубины ~1 000 м хлоридных натриевых талассогенных вод с минерализацией, близкой к нормальной солёности морской воды. На глубинную природу вод указывают и очень высокие концентрации гелия ($4{,}9\times10^{-2}$–$1{,}1\times10^{-1}$ мл/л) в газах преимущественно азотного состава. Формула химического состава воды одного из Ассинских источников следующая:

$$N_2He\ M\,20{,}5\ \frac{Cl\,83\ \ SO^4\,16\ \ HCO^3\,1}{Na\,77\ \ Ca\,14\ \ Mg\,9}\ pH\,7{,}0\ Eh+30\ T\,15{,}3.$$

Наличие глубинной талассогенной составляющей в водах минеральных источников вполне согласуется с историей геологического развития Башкирского антиклинория. Развитые в нём бурзянская, машакская, юрматинская, каратауская серии рифея и ашинская серия венда накапливались в мелководном шельфовом морском бассейне предгорного типа и были изначально сложены терригенными и карбонатными осадками. В конце позднего протерозоя они претерпели складкообразование, внедрение интрузивных тел и метаморфизм. Вследствие этого хлоридные седиментогенные воды, надо полагать, были в некоторой степени разбавлены выделившимися из пород возрождёнными и метаморфогенными растворами, но тем не менее в условиях больших глубин сохранили облик, свойственный водам морского происхождения.

В Башкирском антиклинории рифейские отложения на глубину 5154 м были пройдены параметрической скважиной 1 «Кулгунино», расположенной в западной части Башкирского мегантиклинория (около с. Кулгунино, в 60 км восточнее г. Стерлитамак). Скважина заложена в осевой части Зилимско-Кулгунинской синклинали и вскрыла снизу вверх старосаитовскую (4690–5154 м) и юшинскую (3140–4690 м) свиты нижнего рифея; зигальгинскую (2707–3140 м), зигазино-комаровскую (2473–1243 м) и кулгунинскую (1243–2473 м) свиты среднего рифея; зильмердакскую (1243–620 м) и катавскую (0–620 м) свиты верхнего рифея. Эти свиты сложены кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами, доломитами, мергелями, прорванными дайками диабазов и габброидов. Суммарная мощность интрузивных пород в кулгунинской свите достигает 435 м.

Породы сильно литифицированы, метаморфизованы, имеют низкую пористость. Но, потеряв в значительной степени поровую пустотность, породы в зоне метагенеза приобрели трещиноватость. С различной интенсивностью она установлена в интервалах 620–1243, 1352–1430 и 3140–4696 м. С глубины 940 и 3215–3218 м, из верхнего и нижнего интервалов, соответствующих зильмердакской и юшинской свитам, получены притоки вод следующего состава:

$$M\,1{,}2\,\frac{HCO^3\,71{,}7\;\;Cl\,21{,}9\;\;SO^4\,6{,}4}{Na\,89{,}2\;\;Mg\,5{,}7\;\;Ca\,5{,}1},$$

$$M\,11{,}3\,\frac{SO^4\,35{,}8\;\;HCO^3\,33{,}3\;\;Cl\,30{,}9}{Na\,85{,}4\;\;MCa\,12{,}8\;\;Mg\,1{,}8}.$$

В связи с отсутствием данных о микрокомпонентном, газовом, изотопном составе вод однозначная генетическая диагностика их встречает большие затруднения. Ранее эти воды считались инфильтрогенными. Однако следует отметить, что в обоих случаях воды, несмотря на их существенные геохимические различия, относится к хорошо выраженному I (содовому) типу ($NaHCO_3$ до 61%), не свойственному водам зоны гипергенеза Центрально-Уральского поднятия. Но (и это главное) они отличаются очень высокими концентрациями гидрокарбонатного иона (678 и 3242 г/л), значительно превышающими таковые в инфильтрогенных гидрокарбонатных водах этой структуры (обычно 10–200 мг/л). Не обнаруживается в них и седиментогенная талассогенная составляющая (rNa/rCl 4,1 и 2,77). Поэтому можно предположить, что происхождение глубокозалегающих содовых вод в древних метаморфических толщах Южного Урала обусловлено дегидратацией терригенных (в первую очередь глинистых) пород в напряжённых *PT*-условиях зон апокатагенеза и метагенеза и тем самым допустить возможное наличие в глубоких частях недр орогена метаморфогенных и возрождённых литогенных вод. Количество их, как известно, может достигать

10–20% от массы породы. Отличительными чертами этих генетических разновидностей подземных вод как раз и служат низкая минерализация и высокая щелочность (содержание HCO_3^-). В чистом виде, они, как правило, не встречаются, поскольку, выделившись из пород, сразу же претерпевают геохимические изменения при смешении с другими водами, взаимодействии с породами и пр. Так, хлориды в рассеянном состоянии могут содержаться в магматических породах и в их вакуольных водах (0,1–4,0%). Метаморфизм этих пород сопровождается выделением и диффузией воды. И.К. Зайцев [1980] считал нахождение литогенных рассолов в глубоких недрах древних ГСО крайне маловероятным.

Совершенно иные в геохимическом отношении воды были обнаружены на Асташской нефтеразведочной площади в Зилаирском синклинории. Здесь в известняках нижнего–среднего карбона на глубине 2,2–2,8 км (скв. №№ 2 и 6) залегают в разной степени метаморфизованные (rNa/rCl 0,38–0,81) хлоридные натриево-кальциевые воды типа IIIб с минерализацией 13,7–42,9 г/л, концентрациями брома 43,8, йода 2,5, калия 70,4, аммония 21 мг/л. Они обладают относительно низкой сульфатностью ($rSO_4 \times 100/rCl$ 1,0–1,8) и залегают под экранирующей поверхностью надвига в зоне контакта с глинистыми породами зилаирской свиты верхнего девона (рис. 4.23). Талассогенная природа вод, несмотря на разбавление их буровым раствором, вполне очевидна. Состав вод приведен в следующей формуле:

$$CH_4\ M\,42{,}9\,\frac{Cl\,98\ SO^4\,2}{Na\,79\ Ca\,21}\,rNa/rCl\,0{,}81.$$

Важно указать, что при бурении глубоких структурно-поисковых скважин на Асташской площади были зафиксированы многочисленные газопроявления различной интенсивности (в скважинах №№ 2 и 3 дебит газа составил 3–10 тыс. $м^3$/сут). Они связаны как с породами карбона платформенной фации поднадвиговых (автохтонных) частей разреза, так и с породами аспидной формации зилаирской свиты (D_3fm), слагающими аллохтон. В газовом составе вод абсолютно преобладает метан (86–98%), содержание тяжёлых углеводородов ($C_2H_4 + C_3H_8$) обычно $< 2\%$, а азота $< 12\%$ (табл. 4.17). Биохимический сероводород, генерация которого происходит преимущественно в подвижных водах за счёт восстановления сульфатов, экстрагируемых из гипсоносных пород, как правило, отсутствует. Такой же состав газов палеозоя характерен и для Сакмарской площади, находящейся на юге Зилаирского синклинория, где из зилаирской свиты был получен приток газированной воды с плёнкой нефти. Всё это указывает на восстановительный характер геохимической среды и гидрогеологическую закрытость поднадвиговых частей палеозойского разреза, где создались условия, благоприятные для сохранения седиментогенных рассолов.

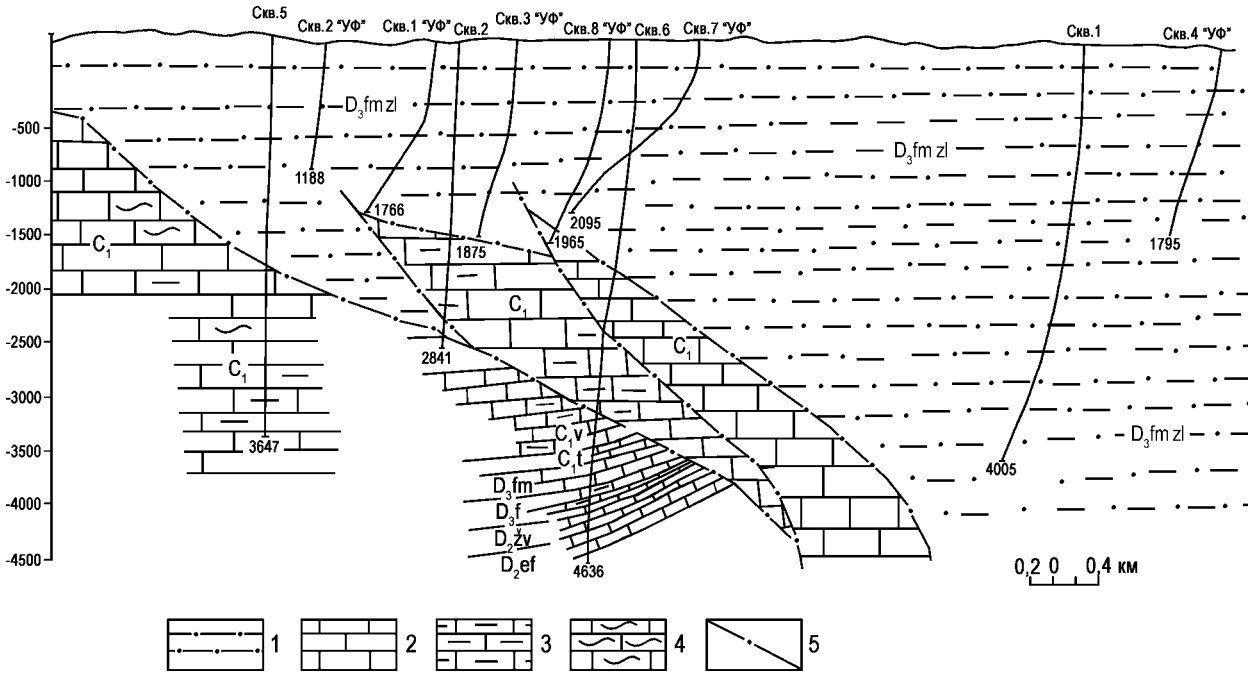


Рис. 4.23. Геологический разрез Асташской площади Зилаирского синклинория (по З.А. Саттарову [1971 г.], с изменениями и дополнениями)

Условные обозначения: 1 — песчаники, аргиллиты, алевролиты; 2 — известняки; 3 — известняки с прослоями мергелей; 4 — окремненные известняки; 5 — линии надвигов

Таблица 4.17

Состав газов палеозойских отложений Асташской площади

№№ скважин	Глубина, м, возраст пород	Компоненты, об. %					
		CH_4	C_2H_6	C_3H_8	N_2^+ редкие	CO_2	H_2S
1	3785–3796, $D_3fm\,zl$	98,1	1,9	–	–	–	–
4	1670, $D_3fm\,zl$	90,4	–	2,1	7,5	–	–
4в	1284, $D_3fm\,zl$	87,7	–	–	12,1	0,2	
11	3160–3323, $D_3fm\,zl$	87,4	1,7	0,5	7,1	1,4	1,6
3	1869, $D_3fm\,zl$	88,5	9,5	–	2,94	–	–
3	2691–2700, C_2	86,0	1,5	–	12,5	–	–
6	2660–2705, C_1v	95,35	1,84	0,12	2,49	0,2	–
6	2145–2220, C_1–C_2	96,12	0,39	0,13	3,36	–	–
2	2670–2808, C_1n	94,96	1,87	0,06	3,1	–	–
2	1891–2011, C_2	92,2	2,2	–	4,2	1,3	–

Магнитогорский мегасинклинорий

Информацию о гидрогеохимических условиях глубоких частей недр синклинория несут скважины Уральского профиля, разбуренного в его южной части (см. рис. 4.18). Скважиной № 2 из известняков нижнего карбона при испытании на приток интервала 3,86–3,93 км был получен высокометаморфизованный рассол типа IIIб следующего состава:

$$M\,62{,}8\,\frac{\mathrm{Cl}\,98\;\;\mathrm{SO}^4\,2}{\mathrm{Ca}\,46\;\;\mathrm{Na}\,40\;\;\mathrm{Mg}\,14}\,\mathrm{rNa/rCl}\,0{,}41.$$

Хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 18,7 г/л установлены и скважиной № 4 в нижнекаменноугольных эффузивно-осадочных породах на глубине 2,02–2,12 км (см. табл. 4.12). Заслуживает внимания повышенная концентрация в водах брома (51,8 мг/л), близкая к таковой в морской воде. Судя по величинам отношений rNa/rCl (0,64) и Cl/Br (196), эти воды (как и воды скважины № 2) являются разбавленными седиментогенными рассолами. Исходными для них являются рассолы каменноугольного морского бассейна, захороненные в породах и претерпевшие в них метаморфизацию в прямом направлении (с образованием $CaCl_2$).

Подтверждением наличия седиментогенных рассолов в глубоких частях Магнитогорского синклинория также служит обнаружение в районе оз. Мулдаккуль хлоридных и сульфатно-хлоридных вод с минерализацией до 37 г/л в песчаниках верхнего карбона. По катионному составу воды

являются магниево-натриевыми, магниево-кальциево-натриевыми, кальциевыми. Содержание специфической соли $CaCl_2$, определяющей геохимический тип вод IIIб, достигает 50–80%. Эти воды залегают на относительно небольшой глубине (100–300 м), где образуют куполовидную гидрогеохимическую аномалию, приуроченную к зоне Смеловского разлома, по которому осуществляется восходящая разгрузка в вышележащие отложения и в озеро метаморфизованных хлоркальциевых седиментогенных рассолов из нижнекаменноугольных отложений. В результате образовалась широкая геохимическая гамма минеральных вод оригинального ионно-солевого состава. Один из её представителей имеет следующий состав:

$$\mathrm{He\ N_2\ CH_4}\ M\,22{,}4\,\frac{\mathrm{Cl}\,96\ \mathrm{SO^4}\,3\ \mathrm{HCO^3}\,1}{\mathrm{Na}\,36\ \mathrm{Ca}\,35\ \mathrm{Mg}\,29}\,\mathrm{pH}\,6{,}7.$$

Как видно, солевой состав вод почти нацело представлен хлоридными солями, среди которых большая роль принадлежит $CaCl_2$ (31%). На глубинную седиментогенную природу минеральных вод также указывают высокие концентрации в них гелия (до $2{,}94\times10^{-2}$ мл/л) и изотопный состав водорода и кислорода воды.

Интересные данные о химическом составе подземных вод глубокозалегающих рудных месторождений Урала приведены в работах А.И. Ковальчука [1985], Ю.А. Шиляева с соавторами [1999], Ю.В. Михайлова [2007] и др.

На Подольском медно-колчеданном месторождении, расположенном на юге Тагило-Магнитогорского прогиба в пределах Сакмаро-Таналыкской равнины, скважиной 68 на глубине 780 м в рудовмещающих эффузивных образованиях среднего девона вскрыты воды такого состава [Ковальчук, 1985]:

$$M\,3{,}2\,\frac{\mathrm{Cl}\,90\ \mathrm{SO^4}\,5\ \mathrm{HCO^3}\,5}{\mathrm{Na}\,83\ \mathrm{Ca}\,13\,\mathrm{Mg}\,4}\,\mathrm{rNa/rCl}\,0{,}9\ \ \mathrm{Cl/Br}\,59.$$

В северной (Тагильской) части прогиба находится Естюнинское железорудное месторождение, связанное с девонскими интрузиями среднего состава (сиенитами, диоритами и др.). Скважинами глубиной до 1 500 м установлена вертикальная гидрогеохимическая зональность в зонах региональной и локальной трещиноватости гидрогеологического массива. Подземные воды верхней зоны (до глубины 250–300 м) имеют минерализацию 0,1–0,9 г/л, смешанный хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный магниево-натриево-кальциевый состав и относятся к типу II. Ниже, в надрудной толще, они последовательно сменяются хлоридно-сульфатными натриево-кальциевыми солоноватыми водами (M 1–2 г/л) типа IIIа, а в рудно-скарновой зоне — хлоридными кальциевыми солёными водами типа IIIб, содержащими повышенные концентрации брома (до 59,3 мг/л), йода (до 1,7 мг/л) и углекислоты (128 мг/л). Максимальная минерализация вод в скважине 8215 на глубине 1 540 м составила 10,6 г/л. Гидрогеохимические изменения сопровождаются снижением величины pH от 7,6 до 6,6.

Состав локально-трещинных вод в интервале глубин 1128–1189 м приведен в следующей формуле:

$$M\,2{,}77-8{,}95\,\frac{\mathrm{Cl}\,82\ \mathrm{SO}^4\,16\ \mathrm{HCO}^3\,2}{\mathrm{Ca}\,83\ \mathrm{Na}\,16\ \mathrm{Mg}\,1}\,\mathrm{pH}\,6{,}9.$$

В солевом составе резко преобладают хлориды кальция (65%). Низкая величина коэффициента rNa/rCl (0,5–0,2) указывает на высокую степень метаморфизации вод. Невысокая минерализация связана с проникновением инфильтрационных вод из зоны региональной трещиноватости на глубину >1000–1500 м и последующим смешением с формационными растворами. Если допустить, что последние изначально имели солёность нормальной морской воды, то доля седиментогенных вод <25%.

Некоторые косвенные данные о геохимии вод более глубоких частей недр Тагило-Магнитогорского прогиба содержатся в результатах исследований бурового раствора и водных вытяжек пород Уральской сверхглубокой скважины 4 [Шестов и др., 1999]. Установлено, что резких изменений в химическом составе бурового раствора на входе и выходе (метод оперативного слежения) не наблюдалось, Однако на глубинах 4317, 4660–4672, 4848 и 5247–5337 м было отмечено некоторое увеличение в фильтрате содержания хлора и кальция. За счёт этих и гидрокарбонатного ионов на глубине 4660 м произошёл рост минерализации бурового раствора с 11,4 до 15,9 г/л на выходе.

В составе водных вытяжек их образцов горных пород, отобранных с глубин 3957, 4171, 4280, 4380 и 4480 м, в повышенных концентрациях присутствуют хлор и кальций, что дает основание для предположения о наличии в трещиноватых породах солёных вод и рассолов хлоркальциевого типа.

Таким образом, следует полагать, что осадочные и вулканогенно-осадочные толщи палеозоя в глубоких частях Тагило-Магнитогорского прогиба, литологически и тектонически изолированные от воздействия гипергенных факторов, заключают высокоминерализованные (вплоть до рассолов) воды, которые являются продуктом седиментогенеза в палеозойских лагунно-морских бассейнах и последующих процессов метаморфизации в системе «рассол – порода» по механизму альбитизации, доломитизации и др. При этом сингенетические седиментогенные рассолы в первую очередь следует ожидать в карбонатных и терригенных формациях девона – карбона, обладающих относительно хорошими коллекторскими свойствами. Именно с этими формациями связываются перспективы нефтегазоносности Магнитогорского мегасинклинория. В эффузивных и пирокластических образованиях высокоминерализованные воды встречаются только в локальных зонах флюидопроницаемых разломов, где они связаны с проникновением седиментогенных вод из осадочных пород, т.е. имеют эпигенетическую природу.

Иного геохимического и генетического облика установлены воды на Юбилейном медноколчеданном месторождении, расположенном в пределах Петропавловского рудного поля Южного Урала. Здесь под покровом юрских осадков (80–100 м) до глубины 500 м залегают эффузивные и вулканогенно-осадочные породы базальтового, андезито-базальтового, андезито-дацитового и дацитового состава. Гидрогеохимический разрез начинается хлоридными кальциево-магниево-натриевыми водами типа II с минерализацией 0,8–1,7 г/л. Под ними на глубине 200–600 м залегают хлоридно-сульфатные натриевые воды с примерно той же минерализацией и также типа II.

Существенные гидрогеохимические изменения произошли в интервале 600–1 350 м. В нем двумя скважинами вскрыты воды содового типа с содержанием солей 1,6 и 6,7 г/л. Состав наиболее минерализованной воды приведен в нижеследующей формуле:

$$M\,6{,}7\,\frac{HCO^3\,62\;\;Cl\,24\;\;SO^4\,14}{Na\,95\;\;Ca\,4\;\;Mg\,1}\,pH\,7{,}1.$$

Как видно, содержание $NaHCO_3$ в солевом составе воды составляет 57% (4,3 г/л), а натрия в ионном — 95% (3,4 г/л). Примерно такие же количества натрия в подземных водах метаморфических толщ Башкирского антиклинория на глубине до 3,2 км связывались с возможным выделением из пород метаморфогенных и возрождённых вод. Нельзя полностью исключить влияние этих процессов на состав глубоких подземных вод и в Магнитогорском бассейне.

Гидрогеохимическая изученность глубоких частей недр Урала всё ещё очень слабая. Поэтому может быть предложено и альтернативное решение вопроса о генезисе глубокозалегающих минерализованных содовых вод. Оно заключается в следующем. Гидрокарбонатные преимущественно щелочноземельные воды из зоны выветривания по трещинным зонам тектонических разломов поступают на глубину >1–2 км, где приобретают повышенную T, под влиянием которой в течение времени происходит медленное разложение гидрокарбонатов кальция и магния по известной схеме:

$$Ca(HCO_3)_2 \rightarrow CaCO_3\downarrow + H_2O + CO_2,$$
$$Mg(HCO_3)_2 \rightarrow MgCO_3\downarrow + H_2O + CO_2.$$

Косвенным подтверждением этих процессов служит наличие эпигенетического кальцита в трещинах кристаллических пород палеозоя и протерозоя.

«Рыхлая структура» кристаллической решётки алюмосиликатных минералов способствует протеканию обменно-абсорбционных реакций с водой, в которых главную роль играет ион водорода, образующийся за счёт диссоциации воды и угольной кислоты. Эти процессы подобны тем, что протекают в зоне выветривания кристаллических пород. Но отличи-

тельной особенностью глубоких зон гидрогеологических массивов является господствующий в них весьма затруднённый водообмен. В таких гидрогеодинамических условиях решающее значение приобретает фактор времени. Увеличивается продолжительность периода взаимодействия между водой и породой, что способствует более полному течению обменных реакций. В результате, как уже подчёркивалось, преобразуется состав как воды, так и горной породы: разложение натриевых алюмосиликатов при отсутствии кальция в растворе ведёт к накоплению в нём соды и образованию твёрдой фазы, состоящей из вторичных минералов. Процесс этот в глубинных условиях весьма длителен и в отличие от приповерхностной зоны выветривания занимает сотни – тысячи лет. Присутствие в содовых водах вместе с $NaHCO_3$ сульфатов и хлоридов связано с поступлением их из водовмещающих пород. С позиции изложенных представлений, минерализованные содовые воды в погруженных частях недр Урала могут представлять результат глубокого и длительного геохимического воздействия инфильтрогенных вод на алюмосиликатные породы.

Таким образом, в недрах Тагило-Магнитогорского синклинория заключены воды различного геохимического облика и происхождения. Маломинерализованные инфильтрогенные воды пёстрого химического состава, насыщающие породы в зоне гипергенеза, с глубиной сменяются гидрокарбонатными и хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми водами содового типа, а затем седиментогенными хлоридными кальциево-натриевыми солёными водами и рассолами.

4.4. Роль Урала в формировании конденсатогенных вод

Маломинерализованные конденсатогенные воды, выделившиеся в пластовых условиях из газообразных и жидких углеводородов, представляют особый тип подземных вод, пространственно и генетически связанный с газовыми, газоконденсатными и газоконденсатонефтяными залежами. Они образуются, как доказано экспериментальными и натурными исследованиями (А.Н. Гусева, Е.И. Парнов, А.Ю. Намиот, Р.Г. Султанов, К. Тодхейд, Дж. Конноли и др.), путем дистилляции воды из пластовых рассолов в углеводородную газовую фазу (в меньшей степени — растворения воды в жидкой углеводородной фазе) в условиях повышенных и высоких температур T (до 150–200 °С и более) и последующей конденсации (и/или сегрегации) воды при снижении T по мере перемещения ее по проницаемым зонам разломов в вышележащие толщи. Для собственно нефтяных месторождений без газовой шапки формирование этих вод представляется маловероятным [Колодий, 1975].

Известно, что влагосодержание нефтяного газа в первую очередь зависит от T: при постоянном P=10 МПа с ростом T от 20 до 100 °С коли-

чество воды в газе увеличивается от 0,4 до 10 г/м^3, а при T 180°С достигает 80–100 г/м^3. При миграции газа с глубины 8 км на глубину 3 км из каждого кубического метра выделится 28–53 г воды [Колодий, 1975]. В результате в залежи 50×109 м, с площадью газоводяного контакта 1 км^2 и остаточной водонасыщенностью 20% может сформироваться «оторочка» пресной воды толщиной до 22 м, а при последующем ее взаимодействии с пластовыми рассолами (M 200 г/л) — ореол опресненных вод с минерализацией 100 г/л толщиной ≅ 70 м. По мнению А.М. Никанорова [1977], воды конденсационного происхождения следует отнести к особой разновидности седиментогенных вод, поскольку они являются продуктом преобразования осадков, содержащих РОВ, которое с помощью термокаталитических процессов превращено в УВ. Согласиться с этим вряд ли можно, так как из исходных глубокозалегающих рассольных и соленых седиментогенных вод кондесатогенные растворы по существу заимствуют только растворитель H_2O, причём изначально в газовой фазе в виде дистиллята. Растворённые же минеральные вещества (включая микроэлементы) и УВ имеют совершенно иную природу и связаны с физико-химическими, биохимическими и гидродинамическими (смешение вод) процессами, происходящими в осадочных комплексах горно-складчатых областей и предгорных прогибов.

В связи с особенностями формирования конденсатогенные воды залегают обычно в непосредственной близости от контуров нефтегазоносности между УВ-залежами и пластовыми краевыми или подошвенными рассолами. Они, как правило, имеют локальное распространение в виде отдельных очагов и несут черты конвективно-диффузионного смешения с фоновыми рассолами.

Установлено, что образование конденсатогенных вод происходит в нефтегазоносных бассейнах с большой мощностью осадочного чехла, осложненного тектоническими нарушениями, по которым происходит восходящая миграция глубинных водоуглеводородных флюидов. Поэтому наиболее благоприятны для формирования конденсатогенных вод молодые (эпигерцинские) плиты, предгорные прогибы и сопредельные части орогенов, характеризующиеся напряженным геотермическим режимом ($Г$ до 5–7°С/100 м), обеспечивающим достаточно высокие температуры осадочного чехла. Именно в недрах этих структур и были впервые установлены конденсатогенные воды (Предкавказский, Предкарпатский и Южно-Каспийский бассейны). В них, по данным В.В. Колодия [1975], конденсатогенные воды на глубине 2,0–5,4 км имеют минерализацию 1,5–7,0 г/л и более при гидрокарбонатно-хлоридном, сульфатно-хлоридном и хлоридном натриевом составе. Они принадлежат различным геохимическим типам (гидрокарбонатнонатриевому, сульфатнонатриевому, хлоркальциевому). Концентрация йода достигает 32, Br — 95 мг/л. По сравнению с пластовыми рассолами (M 40–80 г/л и более, rNa/rCl 0,6–0,8) в них до 5–6 раз

выше содержание ионов HCO_3^- (до 2,4 г/л) и нередко SO_4^{2-} (до 2,5 г/л). Величина отношения rNa/rCl составляет 1–3.

В пределах древних (эпикарельских) платформ воды этого генетического типа предположительно были обнаружены в глубокопогруженных комплексах палеозоя Днепровско-Донецкой и Печоро-Воркутинской впадин [Колодий, 1985]. Здесь они также обладают низкой относительно фоновых рассолов минерализацией, высокими щелочностью, концентрациями йода и аммония.

Таким образом, главным фактором, обеспечивающим формирование скоплений подземных вод конденсационного происхождения, является восходящая струйная миграция по зонам тектонических нарушений значительных количеств водоуглеродных смесей на относительно небольшие расстояния (тысячи метров) из глубокопогруженных высокотемпературных частей разреза в низкотемпературные. Относительно высокие скорости движения флюида, определяющие темпы снижения T и интенсивность выделения свободной воды из УВ, должны препятствовать ее диффузионному рассеянию.

Сохранение в недрах конденсатогенных вод и смесей зависит от ряда геолого-структурных и физико-химических факторов. Очевидно, что при геологически длительном контакте с окружающими рассолами время их существования в залежи невелико вследствие однонаправленного молекулярно-диффузионного переноса вещества. Поэтому наиболее благоприятные условия для сохранения конденсатогенных вод создаются в молодых нефтегазовых залежах, заполнение которых УВ произошло относительно недавно. Так, возраст газоконденсатных залежей Апшерона, где конденсатогенные воды связаны с меловыми отложениями, определяется как плиоцен-плейстоценовый [Дуршимьян, 1979].

В последнее время конденсатогенные воды впервые были обнаружены в Соликамской депрессии Предуральского прогиба [Попов, Яковлев, 2002; Попов, 2003 и др.]. Эта структура прослеживается вдоль западного склона Среднего Урала на 240 км при ширине около 70 км. Архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент ступенчато погружается с запада на восток от 3 до 7 км, и в области передовых складок Урала глубина его залегания достигает 10 км и более. Осадочный чехол представлен поздним протерозоем (венд) и палеозоем (девон, карбон, пермь). В верхней части разреза залегает мощная (до 900 м) соленосная формация (гипсы, ангидриты, каменная и калийная соли), являющаяся продуктом раннекунгурского эвапоритового палеобассейна.

Центральной и южной частям Соликамской депрессии свойственна прямая гидрогеохимическая зональность, выражающаяся в увеличении минерализации подземных вод с глубиной (от 1–3 г/л в верхней перми до 270–290 г/л в девоне на глубине 2,5–2,7 км), росте метаморфизации рассолов (rNa/rCl 0,95...0,60) и концентрации в них брома (до 1 450 мг/л),

снижении сульфатности ($rSO_4 \times 100/rCl$ 2,5...0,1). Содержание йода в рассолах < 20 мг/л.

Северная, особенно северо-восточная, наиболее глубокая, примыкающая к горно-складчатому Уралу часть впадины, в пределах которой расположены Гежская, Кисловская, Язьвинская, Северная, Верхнесоликамская и другие нефтеразведочные площади, имеет отчетливо выраженную инверсионную гидрогеохимическую зональность. Она проявляется сначала в росте минерализации рассолов с глубиной (до 260 г/л), а затем в её резком снижении (< 80–30 г/л), вызванном уменьшением содержания главных ионов (Cl^-, Na^+, Ca^{2+}), сопровождающемся изменением концентраций брома, йода, степени метаморфизации, сульфатности вод и других геохимических показателей и свойств. Наиболее опресненные рассолы приурочены к карбонатному (рифогенному) комплексу верхнего девона – нижнего карбона на глубине 1,9–2,4 км (рис. 4.24). При этом степень метаморфизации их снижается (rNa/rCl 0,39...0,90), а сульфатность, напротив, увеличивается ($rSO_4 \times 100/rCl$ 0,3...6,4). Эти изменения сопровождаются усилением щелочности вод (содержание HCO_3^- увеличивается от 50–100 до 1 000–1 200 мг/л) и уменьшением концентрации брома (от 1 400–1 200 до 300–100 мг/л и менее). Однако опресненные относительно основного гидрогеохимического фона (пластовых рассолов) воды отличаются очень высокими концентрациями йода (до 60–70, иногда 130–140 мг/л). Особенности состава слабых рассолов верхнего девона – нижнего карбона района гидрогеохимической инверсии показаны в таблице 4.18. Важно подчеркнуть, что гидрогеохимическая инверсия ассоциируется с газоконденсатными и нефтегазовыми залежами в франско-турнейском комплексе, перекрытом визейскими глинами.

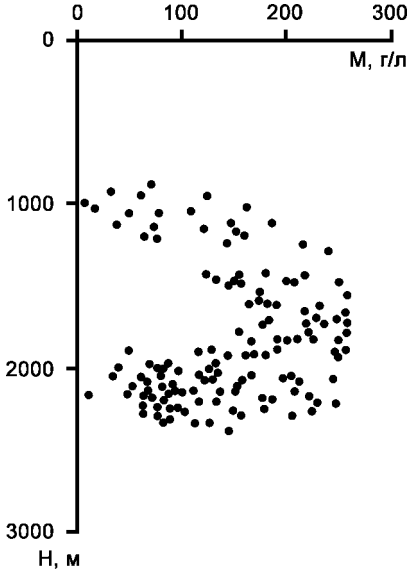


Рис. 4.24. Изменение минерализации рассолов с глубиной в пределах гидрогеохимической инверсии

Имеется несколько гипотез, объясняющих с различных позиций формирование инверсионных гидрогеохимических разрезов в седиментационных бассейнах: 1) проникновение в глубокие горизонты маломинерализованных вод современной или древней инфильтрации; 2) дегидратационные процессы в глинистых толщах, сопровождающиеся выделением

Таблица 4.18

Химический состав слабых рассолов франско-турнейского комплекса Соликамской депрессии, по В.Г. Попову [2003]. Ионы и *M* (г/л), плотность (г/см³)

Компоненты и показатели	Нефтеразведочная площадь и № скважины, интервал опробования (м), индекс возраста пород								
	Кисловская 11, 2010–2062, D_3fm	Кисловская 14, 1982–2010, C_1t	Гежская 132, 2264–2288, D_3f	Гежская 219, 2273–2320, D_3f	Маговская 4, 2342–2393, D_3f	Цепельская 3, 2458–2480, D_3f	Верхнесоликамская 104, 2100, D_3fm	Северная 60, 2030–2082, D_3fm	Язьвинская 37, 1887–1938, D_3fm
Cl^-	20,52	45,79	46,81	46,62	47,21	50,70	58,56	70,41	87,55
SO_4^{2-}	1,78	0,575	1,391	1,97	0,889	1,65	0,974	0,726	0,765
HCO_3^-	0,397	0,500	0,683	0,586	0,683	0,427	0,476	1,122	0,622
Na^+	9,04	24,24	24,15	23,98	24,58	27,68	24,61	36,75	52,99
Mg^{2+}	0,952	1,22	1,69	1,54	1,57	1,13	2,66	2,24	1,04
Ca^{2+}	3,01	3,14	3,43	3,90	3,32	3,47	7,82	4,70	2,11
Br^-	0,225	0,304	0,291	0,283	0,289	0,346	0,487	0,562	0,767
I	0,066	0,062	0,069	0,059	0,048	0,063	0,051	0,144	0,094
NH_4^+	0,13	0,148	0,785	-	0,262	0,162	0,529	0,356	0,623
M	35,7	75,5	78,2	78,6	78,2	85,1	95,1	116,0	145,1
Плотность	1,027	1,053	1,056	1,057	1,053	1,058	1,075	1,078	1,102
pH	6,37	6,75	6,85	6,25	6,45	6,65	5,27	6,50	6,15
rNa/rCl	0,68	0,82	0,80	0,79	0,80	0,84	0,65	0,81	0,93
Cl/Br	91	151	161	165	163	147	120	125	114
$rSO_4 \times 100/rCl$	6,43	0,93	2,20	3,12	1,39	2,41	1,23	0,76	0,65

химически связанной кристаллизационной воды; 3) конденсация водяных паров из водоуглеводородной газовой фазы; 4) разбавление пластовых рассолов флюидами ювенильного происхождения.

Сразу же следует исключить влияние инфильтрационных вод в формировании инверсионного гидрогеохимического феномена. Этому, в частности, противоречат очень высокие концентрации в опресненных рассолах йода и гидрокарбонатного иона. Как известно, в маломинерализованных инфильтрационных водах первый практически отсутствует, а содержание второго всегда $<200–300$ мг/л. Интерес также представляет и тот факт, что подстилаемая опресненными водами нефть не затронута гипергенными окислительными процессами, что неизбежно должно было бы произойти в случае внедрения в залежь инфильтрогенных кислородсодержащих вод.

Известно, что дегидратация глин, как фактор, способствующий снижению минерализации соленых вод и рассолов глубокозалегающих толщ, наиболее значима для молодых мезозойско-кайнозойских бассейнов, выполненных слабо- и среднелитифицированными осадками и характеризующихся высокими геотермическими градиентами. В Соликамской впадине дегидратационные явления не могут быть причастными к формированию опресненных рассолов в связи с крайне ограниченным развитием терригенных пород в подсолевом палеозое, с одной стороны, и достаточно высокой степенью их литификации — с другой.

Как представляется, вряд ли оправданно и привлечение эндогенного фактора к формированию подобного гидрогеохимического феномена в предгорном прогибе древней платформы. Об этом свидетельствуют результаты исследования изотопного состава гелия флюидов осадочного чехла востока Русской плиты [Поляк, Толстихин, Якуцени, 1979]. Низкая величина изотопно-гелиевого отношения $^3He/^4He$ (в среднем $1{,}94\times10^{-8}$) указывает на исключительно коровую природу гелия и вмещающих его флюидов (рассолов, нефтей и газов).

Конденсатогенные воды, как уже указывалось, представляют собой особый тип подземных вод, пространственно и генетически связанных с залежами УВ-газов. Сам механизм формирования конденсатогенных вод и последующие процессы взаимодействия с пластовыми рассолами и породами хорошо объясняют геохимическую специфику образующихся промежуточных смесей: их пониженную относительно окружающих фоновых рассолов минерализацию, обогащенность HCO_3^-, обедненность бромом и др. Как показали экспериментальные исследования [Колодий, 1975], при испарении пластового рассола в водоуглеводородную фазу полностью переходят ионы HCO_3^- и CO_3^{2-}, тогда как йод и бром остаются в исходном растворе. Поэтому по мере разбавления конденсатогенной водой пластового рассола концентрация брома в нем должна неизбежно снижаться, а гидрокарбоната — возрастать, что и происходит в природной ситуации.

Учитывая геохимические особенности процессов дистилляции–конденсации в земных недрах, высокая йодоносность вод конденсационного происхождения Соликамской впадины, вероятнее всего, обусловлена экстракцией йода из органоминеральных соединений пород венда и девона как в процессе вертикальной миграции водоуглеводородных смесей из зоны газообразования в глубоких частях недр Урала в вышележащую зону газонакопления, так и при взаимодействии этих вод с породами непосредственно в залежи в условиях мягкого термолиза. На это указывает прямая корреляционная зависимость между йодом и аммонием, который, как и йод, является продуктом деструкции азотсодержащего ОВ. Хлоридные рассолы с умеренной минерализацией и метаморфизацией, восстановительной реакцией среды и высокой щелочностью, как известно, представляют наиболее благоприятную среду для аккумуляции в них йода [Крайнов, Рыженко, Швец, 2004].

Необходимо также обратить внимание на существенные различия физико-химических свойств нефтей франско-турнейского комплекса для районов Соликамской депрессии с нормальным и инверсионным типами гидрогеохимической зональности. Установлено [Фрик, 1995], что именно к северо-восточной части депрессии и передовым складкам Урала приурочены не претерпевшие заметных гипергенных изменений наиболее легкие ($\rho < 0{,}80$ г/см^3) нефти нафтеново-метанового типа, характеризующиеся меньшим содержанием серы, смол, асфальтенов и большим содержанием бензиновых фракций. В ее пределах, в отличие от сопредельных районов Волго-Уральской нефтегазоносной области, в нефтях практически отсутствуют металлопорфирины (ванадиевые и никелевые комплексы) и отношение пристан/фитан в составе изопреноидных углеводородов достигает максимальных значений (>2–3). Все это объясняется участием процессов конденсатообразования в формировании залежей УВ в условиях более высоких стадий катагенетических преобразований нефтегазоматеринских пород.

Судя по всему, процессы генерации газообразных УВ и подземного испарения воды протекают на глубине >5–7 км в девонско-вендских отложениях передовых складок Урала и сопредельной части Соликамской впадины, где $T > 100$ °С, а $P > 50$ МПа. Отсюда из зоны газообразования происходит восходящая струйная миграция значительных количеств водоуглеводородных смесей на глубину 1,9–2,4 км в франско-турнейский карбонатный комплекс (T 30–40 °С, P 20–25 МПа), экранированный толщей визейских глин нижнего карбона (рис. 4.25). Процессы подземной дистилляции–конденсации воды и образования УВ-скоплений носят локальный сопряженный характер; они реализуются только в глубоких частях недр Уральского горно-складчатого сооружения и в предгорной наиболее тектонически нарушенной зоне Соликамской впадины. При этом относительно короткие пути миграции (тысячи метров) и высокие

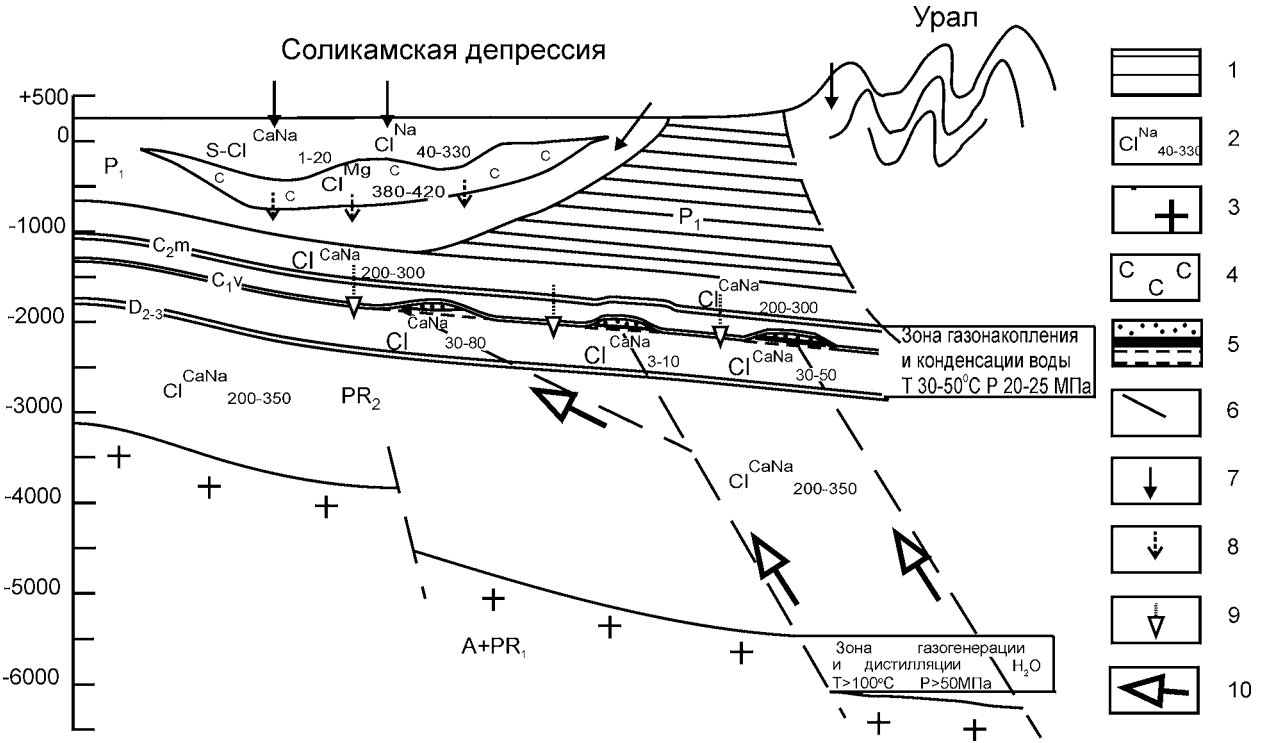


Рис. 4.25. Схема формирования конденсатогенных вод на Урале и в Соликамской впадине

Условные обозначения: 1 — слабопроницаемые глинистые породы; 2 — индекс химического состава и минерализация подземных вод; 3 — кристаллический фундамент бассейна; 4 — нижнепермская эвапоритовая формация; 5 — флюидная система «углеводородный газ – нефть – конденсатогенная вода»; 6 — флюидопроницаемый разлом; 7–10 — направление миграции флюидов: 7 — инфильтрогенного, 8 — молекулярно-диффузионного, 9 — плотностной (концентрационной) конвекции, 10 — водоуглеводородного конденсатогенного

скорости движения водоуглеродных смесей по проницаемым разломам, определяющие темпы снижения T и интенсивность выделения свободной воды из УВ, препятствуют диффузионному и конвекционному рассеянию флюида.

Конденсационные процессы, протекающие в недрах нефтегазоносных седиментационных бассейнов, вызывают опреснение пластовых рассолов и формирование инверсионных гидрогеохимических разрезов, что в свою очередь может привести к существенной перестройке гидрогеодинамической структуры бассейнов под влиянием процессов молекулярной диффузии и концентрационной конвекции. В свете полученных данных следует полагать, что в глубоких частях эпикарельских НГБ, где гидростатический фактор теряет свое значение, а элизионные процессы давно завершились, массоперенос в современную эпоху осуществляется под совокупным воздействием, с одной стороны, процессов испарения–конденсации воды в углеводородных системах, ведущих к формированию зон опресненных рассолов, а с другой — возбуждаемых ими диффузии вещества из пластовых рассолов и плотностной конвекции рассолов из вышележащих комплексов. Конвективно-диффузионные процессы стремятся уничтожить зону опреснения и таким образом привести литолого-гидрогеохимическую систему в состояние термодинамического равновесия. В подобной ситуации существование инверсионных гидрогеохимических разрезов обеспечивается вследствие различных скоростей протекания указанных процессов.

Из всего сказанного следует, что конденсатогенные воды являются принадлежностью газовых, газоконденсатных и газоконденсатонефтяных месторождений. Они являются одним из гидрогеохимических показателей газоносности локальных структур. Значительные скопления этих вод свидетельствуют об относительно недавнем времени формирования залежей УВ и их восполняемости.

Судя по всему, конденсатогенные воды распространены и в недрах Южного Урала и внутренней зоны Бельской впадины, имеющей большое сходство с Соликамской частью Предуральского прогиба. Однако здесь они практически не изучены, поскольку при интерпретации гидрогеохимической информации, полученной в ходе нефтегазопоисковых работ, эти воды были отнесены или к инфильтрогенным, или к техногенным растворам, используемым при бурении скважин и незаслуженно выпали из поля зрения исследователей.

Изложенная концепция формирования конденсатогенных вод на Урале хорошо согласуется с современной геологической теорией — тектоникой литосферных плит, в соответствии с которой основная миграция УВ происходит из недр орогенных систем в сопредельные прогибы и впадины. Она, в частности, объясняет приуроченность наиболее крупных нефтегазовых скоплений к краевой восточной части Русской плиты. В наших работах [Попов, 1985, 1989, 1994, 2000, 2002, 2004] показано, что главная

роль в формировании хлоркальциевых седиментогенно-эпигенетических нефтяных рассолов, доминирующих в осадочном чехле Волго-Уральского НГБ, принадлежит процессам плотностной конвекции хлоридной натриево-магниевой маточной рапы из раннепермских эвапоритовых палеобассейнов в подстилающие породы палеозоя и протерозоя, из которых были вытеснены сингенетические талассогенные воды. Гидрогеологические данные свидетельствуют об относительно позднем времени формирования современных залежей нефти и газа региона. Заполнение УВ ловушек, расположенных на пути латеральной миграции, здесь произошло, судя по всему, в послераннепермский период, в ходе заключительных фаз герцинского тектогенеза [Попов, 1988]. Сопряженное формирование конденсатогенных вод и УВ-залежей является естественным продолжением этих естественноисторических процессов. В мезозойско-кайнозойскую эпоху застойный гидрогеодинамический режим в зоне хлоркальциевых рассолов способствовал сохранению нефтегазовых скоплений.

Глава 5

РЕСУРСЫ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Месторождением подземных вод (МПВ) называют их скопление, в пределах которого под влиянием естественных или искусственных факторов создаются благоприятные условия для отбора вод определённого состава, отвечающего установленным кондициям, в количестве, достаточном для экономически целесообразного использования в течение всего срока водопотребления (А.М. Овчинников, Л.С. Язвин, Б.В. Боревский и др.).

Согласно методическим рекомендациям [Оценка ..., 1995], под прогнозными эксплуатационными ресурсами подземных вод (ПЭРПВ) следует понимать возможный суммарный водоотбор подземных вод в пределах того или иного региона (района, территории) при заданных гидрогеологических, природоохранных и других ограничениях. Модуль ПЭРПВ — это количество воды в литрах в секунду, которое можно получить водозаборными сооружениями с 1 км^2 площади распространения оцениваемого скопления при соблюдении указанных ограничений.

Потенциальные ресурсы подземных вод представляют суммарную производительность водозаборов, расположенных по условной равномерной сетке, а **перспективные ресурсы** — суммарную производительность водозаборов, применительно к реальной схеме существующего и проектируемого водоснабжения с учётом возможного размещения условных дополнительных водозаборов на перспективных участках. В таком понимании потенциальные и перспективные эксплуатационные ресурсы нашли отражение в Государственном водном кадастре. На практике размещение водозаборов по равномерной сетке нереально в силу разобщённости населённых пунктов, мелких и крупных потребителей и учёта заданных ограничений, так же как нереально и полное использование ранее оценённых естественных ресурсов.

Для практических целей достаточно ограничиться понятием **прогнозные эксплуатационные ресурсы** подземных вод. В соответствии с классификацией эксплуатационных запасов и прогнозных ресурсов подземных вод, подсчитанные для оценки обеспеченности определённой территории, прогнозные эксплуатационные ресурсы соответствуют категории Р.

5.1. Методика оценки прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод

Оценка ПЭРПВ для хозяйственно-питьевого водоснабжения выполнена на основе методических рекомендаций [Оценка ..., 1995]. Выделение участков ПЭРПВ проведено на базе гидрогеологического районирования, в пределах выделенных гидрогеологических структур по условиям формирования ресурсов подземных вод и их использования [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007]. На основе гидрогеологических, санитарных, природоохранных и иных ограничений из бассейнов исключены участки, где отсутствуют пресные воды, пригодные для хозяйственно-питьевого использования.

Оценка ПЭРПВ проведена преимущественно для первого от поверхности скопления подземных вод (водоносного комплекса, зоны трещиноватости), исключая его части с низкой водопроводимостью, не имеющие практического значения для централизованного водоснабжения. Ресурсы небольших скоплений подземных вод (< 20 км^2) учитывались в смежных горизонтах. ПЭРПВ определяются мощностью зоны активной трещиноватости, составляющей 40–80, в среднем 60 м.

Из оценки ПЭРПВ исключены селитебные территории, территории промышленных зон, населённых пунктов и сельскохозяйственных объектов, в пределах которых подземные воды подвержены техногенному воздействию, вследствие чего водозаборы не могут быть обеспечены регламентированными зонами санитарной охраны.

К территориям с природоохранными ограничениями, где не оценены ПЭРПВ, но расчётные модули эксплуатационных ресурсов указаны на карте (рис. 5.1), относятся национальные парки и заповедники общей площадью около 4,0 тыс. км^2:

- Южно-Уральский государственный природный заповедник (2560 км^2);
- Башкирский государственный природный заповедник (491 км^2);
- национальный парк «Башкирия» (798 км^2);
- государственный природный заповедник «Шульган-Таш» (225 км^2).

Водохозяйственные ограничения также связаны с необходимостью сохранения в реке, при эксплуатации береговых водозаборов, определённого расхода воды, не менее 75% её меженного стока. В основу выделения форм скоплений подземных вод положен литолого-стратиграфический принцип с учётом характера и степени проницаемости пород, особенностей водоносности пород по площади.

Приняты следующие категории пород по величине проницаемости (Кф, м/сут): а) водоносные — > 1,0, б) слабоводоносные — 1,0–10^{-3}, в) водоупорные — < 10^{-3}.

Оценка ПЭРПВ выполнена в первую очередь на площади водоносных комплексов и зон трещиноватости пород, где распространены подземные

воды с минерализацией < 1 г/л. В районах с дефицитом или отсутствием пресных вод частично оценены ресурсы слабосолоноватых вод с минерализацией 1,0–1,5 г/л и жёсткостью 10–20 ммоль/л (бассейн нижнего течения р. Таналык).

В зависимости от конкретных гидрогеологических условий и степени изученности оценка ПЭРПВ выполнена гидродинамическими (аналитические расчёты) и балансовыми (оценка дебита источников) методами, а также методом аналогии и экспертной оценки (горный Урал, горно-таёжные территории с недостаточной гидрогеологической изученностью).

Для большей части территории, на которой водозаборы удалены от приречных зон и отсутствуют крупные источники, расчёт эксплуатационных ресурсов выполнен по формуле:

$$Q = \frac{2\eta K_{ф} HS}{\ln R - \ln r}, \qquad (4.1)$$

где Q — производительность водозабора, м^3/сут;
η — объемная водоотдача;
$K_{ф}$ — коэффициент фильтрации пород, м/сут;
H — мощность обводненных пород, м;
S — понижение уровня, м;
R — радиус влияния, м;
r — радиус скважины, м.

Расчёт производился для схемы расположения условных водозаборов по сетке с шагом 2,5, 5,0, 7,5 и 10 км. Шаг сетки подбирался с учётом расположения населённых пунктов, рельефа местности и гидрогеологических параметров. Схемы водозаборов составлены так, чтобы привлечь максимум естественных ресурсов. Лимитирующим показателем водоотбора являются модули естественных ресурсов и питания. Для части территории применялся метод гидрогеологической аналогии, в том числе и с учётом речного питания и дебита источников.

Гидрогеологические расчёты береговых инфильтрационных водозаборов выполнены по формуле Маскет-Лейбензона [Минкин, 1973]:

$$Q = \frac{K_{ф} S(2H - S)}{\frac{a}{l} + \frac{l}{\pi N} \ln \frac{\sigma}{\pi r}}, \qquad (4.2)$$

где a — расстояние скважин от реки, м;
l — половина длины линейного водозабора, м;
N — количество скважин, шт.;
σ — половина расстояния между скважинами, м.

В качестве контроля использованы величины линейного модуля (тыс. м^3/сут на 1 км ряда), определённого по разведочным участкам и действующим водозаборам. Лимитирующим показателем являлась норма

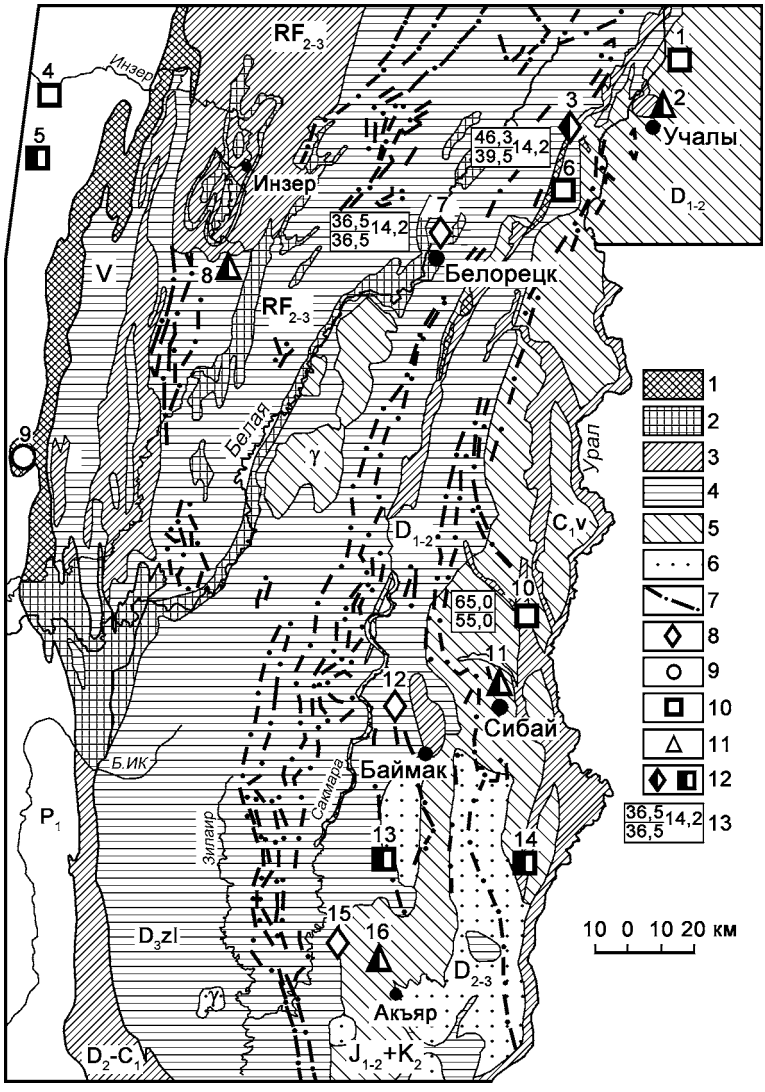


Рис. 5.1. Карта прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007]

Условные обозначения. 1–6 — величина модуля эксплуатационных ресурсов (л/с×км^2): 1 — 2...5, 2 — 1...2, 3 — 0,5...1, 4 — 0,2...0,5, 5 — 0,1...0,2, 6 — менее 0,1; 7 — линейные локальные обводнённые зоны (0,5...1); 8, 9 — водозаборы (табл. 5.1): 8 — на утверждённых участках: Учалинское (3), Катайское (7), Баймакское (12), Юлбарсовское (15) месторождения; 9 — на неутвержденных участках: ист. Берхомут (9); 10 — месторождения подземных вод неосвоенные (см. табл. 5.1): Шартымское (1), Инзерское (4), Зилимское (5), Миндякское (6), Большекизильское (10), Таналыкское (13), Уральское (14); 11 — водопонизительные (дренажные) системы рудных месторождений: Учалинского (2), Туканского (8), Сибайского (11), Ок-

использования меженного речного стока, равная 25%. Нагрузка на 1 км берегового водозабора составляет от 0,2–1,0 до 10–20 тыс. м^3/сут (по факту до 25–50 тыс. м^3/сут).

В районах с интенсивной разгрузкой подземных вод в виде источников оценка проведена балансовым методом. К оценке принимались источники с дебитом > 5 л/с. Коэффициенты перехода измеренных дебитов источников летне-осенней межени к минимально-обеспеченным (P=90%) следующие:

$$K_1 = \frac{Q_{90\%}}{Q_{50\%}} = \frac{0{,}04}{0{,}21} = 0{,}19, \quad K_2 = \frac{Q_{90\%}}{Q_{75\%}} = \frac{0{,}04}{0{,}23} = 0{,}17.$$

$$K_{ср} = 0{,}18.$$

Мощность обводнённых пород, исходя из опыта поисково-разведочных работ, принята в среднем равной 60 м. Величина допустимого понижения определена как 1/3 мощности обводнённой толщи на неизученных площадях, при наличии напора — как сумма величины напора и 1/3 мощности толщи, для обеспечения необходимого резерва и учёта понижения воды в скважине.

Территория Южного Урала по соотношению осадков (W) и испарения (E) расположена в трех зонах: избыточного, умеренного и недостаточного увлажнения. Зона избыточного увлажнения характеризуется величинами W 600–1 000 мм/год и E 300–400 мм/год. Величина коэффициента увлажнения $K_{увл}$, равная отношению W/E, ≥2. Эта зона занимает почти всю горную часть сплошного развития лесов. К зоне умеренного увлажнения (W 400–600 мм/год, $E_{увл}$ 280–350 мм/год, K ≅1,4) относятся передовые складки Урала, полоса восточных грядово-мелкосопочных предгорий системы хребтов Ирендык–Крыкты и северная часть Кизило-Уртазымской равнины. Зона недостаточного увлажнения (W 400 мм/год, E 260–280 мм/год, $K_{увл}$ < 1,4) отвечает Сакмаро-Таналыкской равнине.

Самый напряжённый баланс подземных вод испытывает бассейн р. Таналык, где модуль подземного стока составляет 0,2–0,1 л/с×км^2 и менее. Следует отметить, что модуль подземного стока не может отождествляться с модулем питания, так как разгрузка подземных вод в реки представляет только один из элементов расходной части водного баланса и в ней, например, не находит отражения разгрузка путем испарения с уровня грунтовых вод, с поверхности заболоченностей и др.

Среднемноголетние модули питания в среднем в два раза превышают обеспеченные модули естественных ресурсов и могут быть применены для оценки ПЭРПВ сельских потребителей.

тябрьского и Маканского (16); 12 — повышенные содержания в воде меди, цинка, железа, марганца (3-й класс опасности); 13 — месторождения: вверху — номер по табл. 5.1, слева в числителе — утверждённые запасы (тыс. м^3/сут), в знаменателе — подготовленные к освоению, за дробью — водоотбор (тыс. м^3/сут)

№ месторождения по рис. 5.1	Наименование месторождения (участка)	Местоположение (алм. район, ближайший населенный пункт)	Водовмещающие породы и их возраст	Глубина залегания подземных вод, м
1	**2**	**3**	**4**	**5**
1	Шартымское	Учалинский, 3 км С с. Сафарово	Кремень, сланцы, туфопесчаники, D_3mk	0,4–2,2
3а	Учалинское, (Кургашский)	Учалинский, 12 км СЗ г. Учалы	Известняки, $aQ+D_{1+2}$	0,0–11,2
3б	Учалинское, (Уразовский)	Учалинский, 2,3 км З д. Уразово	Известняки, C_1+D_2	1,3–5,5
3в	Учалинское, (Бирсинский)	Учалинский, 4 км Ю д. Рысаево	Песок, гравий, aQ. Известняки, D_2	1,0–4,8 1,0–4,4
3г	Учалинское, (Тустинский)	Учалинский, 5 км С д. Уразово	Известняки, D_{1-2}	0,4–2,4
4	Инзерское (Тавакачевский)	Архангельский, 6 км СЗ	Песок, гравий, aQ	1–12
5а	Зилимское (Верхнезилимский)	Архангельский, 5 км В д. Карташевка	Песок, гравий, aQ	2,4–5,5
5б	Зилимское (Нижнезилимский)	Кармаскалинский, 3 км СВ пгт. Прибельский	Песок, гравий, aQ	3,1–5,2
6а	Миндякский (Шагарский)	Учалинский, 1,7 км З д. Кутуево	Известняки, C_1kz	1,5–10,5
6б	Миндякский (Кракинский)	Учалинский, 3 км С–СЗ д. Каинкулово	Известняки, C_1kz	1,8–18,9
6в	Миндякский (Рястокский)	Учалинский, 3,2 км ЮВ д. Мусино	Известняки, C_1kz	0,6–2,6

Таблица 5.1

Урала [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007]

Гидрогеологические показатели						Утвержденные эксплуатационные запасы, тыс. $м^3$	Год начала эксплуатации / Отбор подзем. вод, тыс. $м^3$/сут.	Водопотребители
Мощность водоносного горизонта, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Водопроводимость, $м^2$/сут	Дебит скважин, тыс. $м^3$/сут / Понижение уровня, м	Удельный дебит, л/с	М, г/л			
6	7	8	9	10	11	12	13	14
65	–	130	0,1–0,3 / 2,6–5,0	0,3–1,0	0,2–0,4	1,3	1964 / 9,4	Учалы, МУП МРКВК
40	21,7	–	0,8–2,2 / 2–29	2,0–24,0	0,2–0,4	19,0	–	Не используется
40–50	–	360–660	0,2–2,2 / 0,2–17	0,2–13,0	0,2–0,4	6,7	1995 / 4,8	Учалы, МУП МРКВК
8,2 25	8,0 –	– 880	0,01–0,1 / 0,4–3,7 0,4–2,6 / 1,0–10,0	0,01–2,0 3–25	0,2–0,3	7,8	–	Не используется
22,0	8,0	660	0,4–1,9 / 0,3–3,1	4,0–12,2	0,1–0,2	12,8	–	Не используется
36	54–66	2100	1,1–4,3 / 1,4–11,0	3,2–35,7	0,4–0,5	106,4	–	Не используется
8,0	40 77	320–650	0,2–0,5 / 1,3–4,4	1,8–1,4	0,4–0,5	34,5	–	Не используется
12,0–22,6	125	1500	0,2–1,7 / 0,2–2,1	2,7–12,0	0,2–0,4	21,0	1980 / 0,7	ЗАО Бурибаевский ГОК, пгт. Бурибай
42,0	–	1880	0,03–4,7 / 0,1–3,4	0,5–34,0	0,2–0,3	3,5	1974	Не используется
–	–	685	0,1–2,8 / 0,1–16,7	1,3–52,3	0,2–0,3	1,3	1979 / 9,3	МП Водоканал г. Белорецк
60,0	–	2710	0,1–7,1 / 0,4–11,2	0,1–31,4	0,2–0,3	8,6	1979 / 4,3	МП Водоканал г. Белорецк

1	2	3	4	5
6г	Миндякский (Амангильдинский)	Учалинский, 1,8 км Ю д. Амангильдино	Известняки, C_1kz	1,7–12,7
7а	Катайское, (Катайский 1)	Белорецкий, 5 км С г. Белорецк	Доломиты, аQ+PR_2	2,3–3,6 2,3–4,0
7б	Катайское, (Катайский 2)	Белорецкий, 9 км С г. Белорецк	Доломиты, аQ+PR_2	1,2–3,4
7в	Катайское (Катайский 3)	Белорецкий, 7,5 км С г. Белорецк	Известняки, аQ+PR_2	0,9–2,2
10а	Большекизильское (Абдряшевский)	Абзелиловский, 5–13 км Ю ст. Альмухаметово	Известняки, C_1kz.	2,0–10,0
10б	Большекизильское (Кизильский)	Челябинская обл., Кизильский р–н, 1км СЗ с. Кизильское	Известняки, C_1kz.	–
12а	Баймакское (Идельбаевский)	Баймакский, 1,5 км СВ г. Баймак	Туфы, порфириты, $D_{1–2}$	2,7–13,0
12б	Баймакское (Безымянный)	Баймакский, 2,8 км Ю–ЮВ г. Баймак	Туфы, порфириты, $D_{1–2}$	1,5–5,0
12в	Баймакское (Малокарсагинский)	Баймакский, 5 км С–СВ г. Баймак	Туфы, порфириты, $D_{1–2}$	2,0–6,7
12г	Баймакское (Мерясовский)	Баймакский, 9 км С–СЗ г. Баймак	Туфы, порфириты, $D_{1–2}$	0,4–24,0
12д	Баймакское (Торфяной)	Баймакский, 12 км С–СЗ г. Баймак	Туфы, порфириты, $D_{1–2}$	0–16,0
12е	Баймакское (Бахтигареевский)	Баймакский, 19,5 км С–СЗ г. Баймак	Порфириты, $D_{1–2}$	1,2–15,8
13	Таналыкское	Хайбуллинский, 2 км Ю п. Первомайский	Порфириты, песчаники, $D_{1–2}$	0,4–4,0
14	Уральское	Баймакский, Уральское отд., 2,5 СВ	Известняки, C_1	3,2–5,9
15	Юлбарсовское	Хайбуллинский, 0,4 км С д. Юлдашево	Известняки, C_1	5,4–14,6

При поисковых работах по водоснабжению в Хайбуллинском районе по наблюдениям в 1992–2000 гг. получены данные по инфильтрационному питанию. Для зоны трещиноватости и элювио-делювия вулканогенно-осадочных и метаморфических пород модуль питания

Таблица 5.1 (окончание)

6	7	8	9	10	11	12	13	14
56,0	–	470	0,1–1,7 / 0,1–14,0	1,3–15,0	0,3–0,4	4,3	–	Не используется
8,4 40,0	40,0 –	220 430	0,03–0,2 / 0,1–2,7 0,6–2,3 / 0,5–3,7	0,02–3,2 3,4–1,4	0,2	20,0	1974	Не используется
32,0	52–112	410	0,1–1,4 / 0,2–29,0	0,3–8,3	0,2–0,3	10,0	1979 / 9,3	МП Водоканал г. Белорецк
24,0	–	250	0,08–0,7 / 0,15–5,8	0,9–5,5	0,2–0,3	6,5	1979 / 4,3	МП Водоканал г. Белорецк
80,0	30–50	2400–4000	До 5,0	–	0,24–0,4	65,0	–	Не используется
–	–	3500	–	–	0,2–0,3	45,0	–	МУПВК г. Сибай
60,0	3,9	130	0,8–1,6 / 5,0–23,4	0,1–2,0	0,2–0,3	3,0		
60,0	–	120	0,04–0,6 / 21,4–31,6	0,14–7,6	0,2–0,3	1,5	–	Не используется
60,0	–	32,0–60,0	0,05–0,5 / 1,7–27,2	0,2–1,2	0,2–0,4	1,5	–	Не используется
50,0	–	100	0,1–0,6 / 1,6–37,8	0,3–0,6	0,2	2,0	–	Не используется
26–56	–	–	0,03–0,14 / 2,5–13,0	0,05–0,7	0,2–0,4	1,5	–	Не используется
30–50	–	–	0,01–0,22 / 2,6–18,7	0,03–0,3	0,2–0,4	1,5	–	Не используется
40	–	250	0,02–0,9 / 5,2–35,6	0,2–0,8	0,3–0,5	1,2	1967 / 1,8	Баймакское ПВКСС
42	–	1750	0,6–1,7 / 0,25–2,2	28,0–52,0	0,5–0,7	10	–	Не используется
37,0	1,9	–	0,2–0,3 / 0,6–5,2	0,7–3,5	0,3–5,2	1,25	1980 / 0,7	ЗАО Бурибаевский ГОК, пгт. Бурибай

составляет 0,1–0,64 л/с×км^2 при коэффициенте инфильтрации 1–9%, для триасовых и юрских отложений эти парметры составляют соответственно — 0,2–2,4 л/с×км^2 и 2–17%, для четвертичных (речные террасы) — 0,7–3,1 л/с×км^2 и 10–45%.

Расчётами ПЭРПВ для Хайбуллинского района, с учётом данных по инфильтрационному питанию, схемы водозабора и площади питания, достигнуты положительные результаты по обеспечению сельских водозаборов в одном из самых засушливых районов Южного Урала. Модуль эксплуатационных ресурсов составляет 0,07–0,34 л/с×км^2, в среднем ~0,2 л/с×км^2, в то время как модуль естественных ресурсов по речному стоку в бассейне р. Таналык — <0,1 л/с×км^2.

5.2. Формирование прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод

Оценка эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод Южного Урала выполнялась многими исследователями. Одной из первых работ в этом направлении является монография Н.Д. Буданова «Гидрогеология Урала» [1964]. Региональная оценка эксплуатационных ресурсов пресных вод Южного Урала в пределах Республики Башкортостан произведена А.И. Епифановым и Е.А. Епифановой в 1962–1963 гг. [Гидрогеология ..., 1972]. В дальнейшем оценкой ресурсов пресных подземных вод Башкортостана занимались М.С. Верзаков, В.Ф. Ткачев, Ю.Н. Чалов и др. Последняя работа в этой области выполнена Ю.Н. Чаловым [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007].

Основными источниками формирования прогнозных ресурсов подземных вод являются естественные и привлекаемые ресурсы.

5.2.1. Естественные ресурсы подземных вод

При оценке естественных ресурсов подземных вод использованы фондовые материалы (М.С. Верзаков, В.И. Мартин, В.Ф. Ткачев, Н.Н. Толстунова, Ю.Н. Чалов и др.).

Естественные ресурсы подземных вод (в модулях, л/с×км^2) определены по подземному притоку в реки [Методические ..., 1982]. За среднегодовую величину подземного притока в реки принято значение полусуммы средних за 25–30 дней величин минимального речного стока за периоды летне-осенней и зимней межени, в некоторых случаях — полусуммы минимальных среднемесячных (за календарный месяц) величин за те же периоды. Как показало сопоставление, результаты того и другого вариантов расчета различаются не более чем на 10%. Использованы материалы длительных наблюдений за стоком рек по постам Росгидромета и результаты разовых замеров расходов в межень по малым рекам и ручьям, выполненных при гидрогеологических съёмках.

Трещинные коллекторы, развитые на Южном Урале, как правило, не имеют большой регулирующей ёмкости (для регулирования ресурсов

в многолетнем плане), поэтому при региональной оценке естественных ресурсов подземных вод как источника водоснабжения принимается гарантированная величина подземного питания 95% обеспеченности.

По качеству подземных вод естественные ресурсы разделены на две группы:

1) воды с минерализацией < 1 г/л и жёсткостью < 10 ммоль/л и 2) воды с минерализацией 1–3 г/л и жёсткостью 10–30 ммоль/л.

Модуль подземного стока на территории Южного Урала составляет 1,0–0,5 л/с×км^2. Водообильность пород различна. К карбонатным закарстованным толщам карбона, девона и древних свит приурочены источники с дебитом до десятков и сотен литров в секунду. Толщи метаморфических сланцев различного состава менее водообильны. По величине модуля естественных ресурсов эти толщи условно разделены на две градации: карбонатные породы — 5–2 л/с×км^2, остальные толщи — 0,5–0,2 л/с×км^2. Бассейн р. Сим характеризуется максимальным для Южного Урала количеством осадков. Модуль подземного стока здесь для бассейнов рек Лемеза и Инзер составляет 1,3–2,2 л/с×км^2, поэтому для некарбонатных толщ принято более высокое, по сравнению с остальной частью бассейна верхнего течения р. Белой, значение модуля — 1,0–0,5 л/с×км^2 [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007].

В бассейнах правых притоков рек Сакмара и Урал (верховья Бол. и Мал. Кизил) модуль естественных ресурсов составляет 0,5–0,2 л/с×км^2. Наибольшей водообильностью здесь отличаются кварциты и кварцевые песчаники. В региональном плане это неширокие меридионально вытянутые полосы (см. рис. 5.1).

Для остальной площади Южного Урала, кроме полос известняков нижнего карбона, модуль естественных ресурсов меньше 0,1 л/с×км^2. Самые низкие его значения (близкие к нулевым) характерны для нижней части бассейна р. Таналык. Повышенная водообильность и концентрация естественных ресурсов в этом районе характерны для меридионально вытянутых узких полос развития яшм и яшмовидных кремнистых сланцев.

Естественные ресурсы подземных вод известняков нижнего карбона детально изучены при разведке нескольких МПВ в бассейнах рек Бол. и Мал. Кизил, Янгелька. Модуль естественных ресурсов для частных водосборов площадей месторождений в 100–300 км^2 составляет для лет различной обеспеченности (л/с×км^2): $P_{50\%}$ ~ 1,2, $P_{95\%}$ 0,5–0,7 [Палкин, 1995 г.]. Расчётный модуль 95% обеспеченности для этой площади составляет 1,0–0,5 л/с×км^2.

Учитывая, что приведенные цифры относятся к наиболее водообильным участкам, не исключено, что в целом вся площадь развития известняков по восточной границе Республики имеет модуль естественных ресурсов для года 95% обеспеченности > 0,5 л/с×км^2.

5.2.2. Привлекаемые ресурсы

Привлекаемые ресурсы за счёт транзитного стока рек в долинах являются одним из важных источников формирования эксплуатационных ресурсов действующих водозаборов. Для четвертичного горизонта доля эксплуатационных ресурсов, формирующаяся за счёт привлечения поверхностного стока, достигает 75%. Линейный модуль на 1 км берегового ряда в долине р. Инзер, например, составляет 250–650 л/с.

Привлекаемые ресурсы оценены в долинах рек, где допускается экономическая целесообразность их освоения или нет конкурирующего варианта использования другого водоносного комплекса, более водообильного, нежели четвертичный горизонт. В долинах малых и средних рек подстилающие аллювиальный горизонт коренные породы иногда более продуктивны в отношении водообильности (Катайское, Учалинское, Миндякское месторождения подземных вод). Расчёт привлекаемых ресурсов в приречных зонах выполнен с учётом следующих ограничений:

- протяжённость расчётной части блока составляет 0,25–0,5 его длины, независимо от извилистости русла или возможности создания водозаборов на обоих берегах;
- разрешённая норма использования минимального речного стока принята равной 25%.

Как установлено, общий объём привлекаемых ресурсов составляет 145 тыс. $м^3$/сут. Искусственное пополнение подземных вод учтено при подсчёте эксплуатационных запасов на Уральском МПВ в объёме 19,8 тыс. $м^3$/сут и Миндякском МПВ — 3,7 тыс. $м^3$/сут.

5.3. Оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод

При оценке прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод исключались горно-таёжные местности (20 тыс. $км^2$) с практическим отсутствием населения и потребителей. В местностях с низкой степенью заселённости расчётная площадь не покрывалась полностью сеткой расчётных водозаборов, а определялась избирательно по количеству населённых пунктов.

Практикой поисково-разведочных работ с последующим переходом к подсчёту запасов показано, что от общей опоискованной территории полезной к подсчёту запасов остается 18–33%; остальная территория отбраковывается по гидрогеологическим, санитарным и другим ограничениям. Поэтому на недостаточно изученных территориях (Горный Урал и Зауралье) при оценке ПЭРПВ применялся понижающий коэффициент к оцениваемой площади 0,25–0,5, в зависимости от густоты населённых пунктов и общей потребности района в хозяйственно-питьевой воде.

Общая сумма ресурсов (включая правобережье р. Урал) оценивается 4 843 тыс. м^3/сут, в том числе привлекаемых ресурсов транзитного стока рек — 145 тыс. м^3/сут. Средний модуль эксплуатационных ресурсов на расчётной площади составляет 0,7 л/с×км^2. Распределение ПЭРПВ неравномерное и в основном соответствует естественным ресурсам. На карте (см. рис. 5.1) эти показатели приведены в модульном выражении. ПЭРПВ по административным районам Южного Урала в пределах Башкортостана с градацией по качеству приведены в таблице 5.2.

Высоким модулем ресурсов (2–4 л/с×км^2) характеризуются каменноугольно-девонские преимущественно карбонатные комплексы Западно-Уральского бассейна, где имеются источники с дебитом 50–100 л/с. Карстовые источники Берхомут и Аскенкуль, с обеспеченным расходом 650 л/с, каптированы и используются для водоснабжения г. Стерлитамак. Остальная часть ресурсов ввиду отсутствия потребителей не задействована. На локально развитых полосах карбонатных и метаморфических пород горно-складчатого Урала с привлечением поверхностного стока и искусственным пополнением разведаны МПВ с запасами 5–36 тыс. м^3/сут (Учалинское, Миндякское и Катайское), Здесь действуют водозаборы с производительностью до 10 тыс. м^3/сут. Линейный модуль привлекаемых ресурсов из рек Урал, Миндяк, Белая по этим месторождениям составляет 10–60 л/с на 1 км ряда.

На остальной территории Урала модуль эксплуатационных ресурсов изменяется от 0,09 л/с×км^2 (кизильская и березовская свиты) до 1,4 л/с×км^2 (девонско-силурийско-ордовикские комплексы). Территория Зауралья,

Таблица 5.2

Прогнозные эксплуатационные ресурсы и водоотбор подземных вод (тыс. м^3/сут) [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007]

Наименование административного района	ПЭРПВ		Разведанные запасы	Современный водоотбор
	Всего	до 1 г/л		
Абзелиловский	97,2	93,9	65,0	6,9
Архангельский	272,6	265,3	140,9	1,3
Баймакский	42,6	42,6	21,0	13,0
Белорецкий	113,2	113,2	36,5	33,2
Бурзянский	49,4	49,4	–	0,7
Гафурийский	135,0	135,0	39,2	8,9
Зианчуринский	102,3	99,9	–	4,0
Зилаирский	20,6	20,6	–	1,4
Ишимбайский	304,4	304,4	–	162,8
Кугарчинский	179,8	170,9	–	6,0
Мелеузовский	622,7	622,7	511,4	140,7
Учалинский	82,0	82,0	65,3	20,0
Хайбуллинский	30,0	27,9	2,4	7,5
Итого	2051,8	2027,8	881,7	406,4

особенно её юго-восток, где модуль ПЭРПВ < 0,1 л/с×км^2, испытывает дефицит пресных вод. При общем низком стоке в бассейне р. Таналык (даже отсутствии зимнего стока) эксплуатационные ресурсы по поисково-разведочным участкам на площади развития вулканогенно-осадочных толщ, определённые на основании инфильтрационного питания, составляют 0,2–0,3 л/с×км^2, что достаточно для обеспечения водозаборов производительностью до 200–300 м^3/сут. При этом большинство населённых пунктов приурочено к долинам постоянных и временных водотоков. В предгорьях хребта Ирендык разведано Баймакское МПВ с запасами 11,0 тыс. м^3/сут со средним эксплуатационным модулем 0,85 л/с×км^2. Производительность водозабора «Ирендык» на базе этого МПВ достигает 3 тыс. м^3/сут на естественных ресурсах.

В верхней части бассейна р. Таналык в зоне сочленения среднедевонско-силурийской и нижнекаменоугольно-среднедевонской водоносных зон в долине реки с привлечением речного стока (400 м^3/сут) разведано Таналыкское МПВ с запасами 1,2 тыс. м^3/сут. Эксплуатационный модуль с площади питания 160 км^2 составил 0,09 л/с×км^2.

В полосе развития карбонатных отложений кизильской свиты с привлечением поверхностного стока разведаны два месторождения — Абдряшевское и Уральское с запасами 65,0 и 10,0 тыс. м^3/сут соответственно.

5.4. Эксплуатационные запасы, водоотбор и использование месторождений подземных вод

В пределах Южноуральской части Республики Башкортостан по состоянию на 01.01.2001 г. разведано 26 МПВ (см. рис. 5.1, табл. 5.1). Суммарные утверждённые эксплуатационные запасы составляют 342,9 тыс. м^3/сут, включая три участка с запасами для производственного водоснабжения. Один участок (Абдряшевский) разведан в долине р. Бол. Кизил для водоснабжения г. Магнитогорск Челябинской области. В этой же долине уже на территории Челябинской области разведан Большекизильский участок для водоснабжения г. Сибай с запасами 45 тыс. м^3/сут.

Водозабор «Берхомут» (52,3 тыс. м^3/сут), использующий карстовые источники Берхомут и Аскенкуль, работает на неутверждённых запасах и используется для водоснабжения г. Стерлитамак. Проведенными гидрогеологическими исследованиями с 11-летним циклом наблюдений за режимом этих источников было установлено [Абдрахманов, Мартин, Попов и др., 2002], что максимальный дебит источника Берхомут достигает 1,39 м^3/с, а Аскенкуль — 1,84 м^3/с. Минимальный дебит их соответственно составляет 0,65 и 0,038 м^3/с, коэффициент изменчивости — 1,57 и 13,5. При расходе 0,3 м^3/с начинается пульсирующая турбулентная разгрузка вод, связанная с подземными карстовыми сифонами.

Оба источника характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом и минерализацией 100–250 мг/л. По бактериальному составу вода здоровая. Однако существует проблема её повышенной и высокой мутности в весенний период и после дождей. За время наблюдений за источником Берхомут максимальная мутность воды достигала 34,6 мг/л и держалась в течение двух недель. При длительных дождях мутность < 1,5–15,4 мг/л. В источнике Аскенкуль за этот же период наблюдений мутность составляла 2,1–41,7 мг/л, т. е. в 2 раза выше, чем в источнике Берхомут. При этом бактериологических изменений не наблюдалось. Проблема мутности в настоящее время решается путем отстоя, но существуют более современные методы решения этого вопроса.

Источник Берхомут вытекает под напором из карстовой воронки глубиной 10 м, приуроченной к тектонической зоне субмеридионального простирания на контакте нижнепермских и среднекаменноугольных карбонатных толщ. Источник Аскенкуль находится в двух километрах выше по течению р. Ишоры в полосе развития нижнекаменноугольных карбонатных отложений, под напором разгружается из одноименного озера-воронки диаметром 20 м и глубиной 7–8 м (иногда поверхностный сток прекращается). Оба источника в настоящее время каптированы: Берхомут — бетонным колодцем глубиной 3 м и сечением 18–24 м, а Аскенкуль — также бетонным колодцем размером в плане 15×12 м. Вода самотёком из обоих каптажей по раздельным водоводам автономно поступает в резервуар объёмом 250 м^3, находящийся на Берхомутской станции хлорирования, и далее самотёком по водоводу протяжённостью 41 км подаётся на станцию II подъёма в г. Стерлитамак.

Водозабор «Берхомут» обеспечивает 60% потребности г. Стерлитамак в хозяйственно-питьевой воде. Одновременно за счёт этого водозабора удовлетворяются потребности в воде хозяйств, посёлков и деревень, расположенных в зоне трассы водовода.

Водоотлив из дренажных систем крупных разрабатываемых медноколчеданных месторождений составляет 20,1 тыс. м^3/сут (табл. 5.3). Дренажные воды на всех объектах не соответствуют качеству питьевых вод и для хозяйственно-питьевого водоснабжения не используются. Для технического водоснабжения используется 3,4 тыс. м^3/сут (16% водоотлива).

На ряде месторождений выявлено несоответствие норм ПДК по общей жёсткости, содержанию железа, марганца, меди, цинка и других компонентов, относящихся к 3 классу токсичности (см. рис. 5.1).

Анализ отбора и использования вод за последние 15–20 лет указывает на их уменьшение за 10-летие до 20–24%, что объясняется снижением производства, увеличением тарифов платы за воду, введением на части производств оборотного водоснабжения, оборудованием счётчиками воды.

Таблица 5.3

Объем водоотлива из дренажных (водопонизительных) систем

№№ по рис. 5.1	Наименование шахт и карьеров	Водоотлив, тыс. $м^3$/сут
1	Карьер Учалинского медно-цинкового месторождения	9,2
2	Карьер Сибайского медноколчеданного месторождения	7,3
3	Шахты Октябрьского и Маканского медноколчеданных месторождений	1,8
4	Карьер Туканского железорудного месторождения	1,76

5.5. Влияние состава питьевой воды на состояние здоровья

В биосфере все компоненты взаимосвязаны. Так, от геолого-литологических условий определённых территорий зависит разнообразие природных ландшафтов: почвы, химический состав подземных вод и пр. В связи с этим местные продукты питания, в том числе вода различных геолого-гидрогеологических условий, по-разному удовлетворяют потребности человека в химических элементах. Установлено, что человеческий организм содержит в себе почти все химические элементы периодической системы. Многие из них, в том числе ряд редких, необходимы для нормальной жизнедеятельности. Ещё А.П. Виноградовым было показано, что некоторые заболевания людей связаны с особенностями химического состава почв и вод [Перельман, 1961]. Медицинская география накопила значительный материал об ареалах различных болезней. Природные ландшафты различаются по химическому составу воздуха, местных продуктов питания и вод. Эти различия во многих случаях не безразличны для человеческого организма. В связи с этим познание взаимодействия живых экосистем со средой обитания играет важное экологическое значение [Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003].

Сложившиеся нормы потребления элементов отнюдь не всегда оптимальны для человека, в ряде случаев они лишь минимальны. Иногда эти нормы настолько ниже потребностей человеческого организма, что служит причиной ряда заболеваний.

В последние 50 лет на все природные процессы накладывается огромный пресс антропогенных влияний: выбросы промышленных полютантов, нарушение почвенно-растительных и геолого-гидрогеологических условий среды обитания человека в связи с разработкой рудных месторождений. В результате геологическая среда, в том числе подземные воды, интенсивно насыщается химическими элементами, которые ранее или отсутствовали, или не превышали предельно допустимые концентрации для хозяйственно питьевого водоснабжения.

Принято считать, что здоровье человека определяется генетическими факторами, качеством жизни и факторами среды обитания. Актуальность проблемы создания системы социально-гигиенического мониторинга окружающей среды, направленной на обеспечение санитарно-эпидемиологического благополучия, обусловлена ростом негативных влияний на состояние здоровья населения. По мнению большинства исследователей, эти тенденции связаны с техногенным загрязнением, так как конечным звеном любой миграции токсикантов в природе является человек.

Важнейшим фактором, характеризующим благополучие человека, является обеспечение населения доброкачественной питьевой водой. Питьевая вода является необходимым элементом жизнеобеспечения людей, так как от её качества, количества и бесперебойности подачи зависят состояние здоровья населения, уровень санитарно-эпидемиологического благополучия. По данным Роспотребнадзора, необходимого комплекса очистных сооружений сегодня не имеют 34,3% коммунальных и 49,3% ведомственных водозаборов. В сельской местности 45,6% водопроводов не имеют обеззараживающих установок, что отражается на качестве подаваемой воды [Онищенко, 2006].

Содержание различных элементов в подземных водах Южного Урала характеризуется значительным разнообразием.

В пределах Западно-Уральского адартезианского бассейна отмечается повышенная жёсткость воды. Токсическое действие кальция проявляется только при длительном приеме и обычно у лиц с нарушенным обменом этого биоэлемента. При избыточном поступлении кальция происходит отложение кальция в органах и тканях (в коже и подкожной клетчатке, соединительной ткани по ходу фасций, сухожилий, стенках кровеносных сосудов), наблюдается повышение кислотности желудочного сока, с развитием при определенных обстоятельствах язвенной болезни желудка; склонность к брадикардии, увеличивается вероятность ишемической болезни сердца, подагры, почечно-каменной и желчнокаменной болезни, повышается свёртываемость крови, увеличивается риск развития дисфункции щитовидной и околощитовидных желез, аутоиммунного тиреоидита; происходит вытеснение из организма фосфора, магния, цинка, железа. При недостатке кальция в организме может наблюдаться общая слабость, повышенная утомляемость, боли, судороги в мышцах и в костях, нарушение процессов роста, декальцинация скелета, деформирующий остеоартроз, остеопороз, деформация позвонков, переломы костей, мочекаменная болезнь, нарушения иммунитета, аллергозы, снижение свертываемости крови.

Ближайшим соседом кальция в группе периодической системы является магний, с которым кальций вступает в обменные реакции. Эти два элемента легко вытесняют друг друга из соединений. Магний известен как противострессовый биоэлемент, способный создавать положительный психологический настрой; он снижает возбуждение в нервных клетках, обладает

антиаритмическим действием, укрепляет иммунную систему, способствует восстановлению сил после физических нагрузок. Магний чрезвычайно важен для нормального функционирования нервной системы. Дефицит магния снижает устойчивость организма к инфекциям, стрессовым ситуациям и повышает риск острых нарушений мозгового кровообращения. Данных об интоксикации магнием недостаточно, но в то же время, при парентеральном введении сульфата магния могут наблюдаться симптомы интоксикации в виде общего угнетения, вялости и сонливости [Авцын и др., 1991].

В последние годы в воде ограничивается содержание натрия. Повышенный уровень содержания натрия, хлоридов и сульфатов увеличивает число заболеваний гипертонической болезнью и болезнями желудочно-кишечного тракта.

В пределах Центрально-Уральского бассейна (в Белорецком, Бурзянском, части Архангельского и других районов в Республике Башкортостан) подземные воды являются ультрапресными и не содержит целого ряда элементов, которые жизненно необходимы организму человека. Использование в питьевых целях маломинерализованных вод способствует развитию хронических заболеваний сердечно-сосудистой системы, почек, желудочно-кишечного тракта, отклонений в обмене веществ. Употребление таких вод обусловливает отставание физического развития у детей, у беременных женщин, регистрируются такие осложнения, как анемия, отеки, гипертония. Постоянное употребление ультрапресных вод вызывает вегетативно-сосудистую дистонию, связанную с дефицитом калия, кальция, магния, марганца и других микроэлементов.

Дефицит железа, как и его избыток, отрицательно влияет на здоровье человека. Основной функцией железа в организме является перенос кислорода и участие в окислительных процессах. Большая часть железа в организме содержится в эритроцитах; много железа находится в клетках мозга. Железо играет чрезвычайно активную роль в жизнедеятельности организма человека. Люди с избыточным содержанием железа страдают от физической слабости, чаще болеют. При этом избавиться от избытка железа часто намного труднее, чем устранить его дефицит.

Повышенное количество железа и марганца, а также цинка, меди, хрома и других металлов в питьевой воде наблюдается в Магнитогорском бассейне трещинно-жильных вод (Учалинский, Баймакский, Абзелиловский, Хайбуллинский районы). Например, Учалинский ГОК — крупнейшее горнодобывающее предприятие России, функционирует с 1958 г.; здесь добываются и перерабатываются медно-цинковые, цинковые, серноколчеданные руды. Загрязнение окружающей среды, особенно водоисточников, обусловливает миграцию активных форм токсичных элементов в продукты питания. По данным исследований [Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003], в произведенных в этом районе продуктах питания содержание свинца превышало ПДК в 1,5 раза, а в д. Ахуново Учалинского

района — в 1,8 раз. Наиболее высоким оказалось содержание одного из самых токсичных элементов — хрома; во всех пунктах отбора проб оно многократно превышало ПДК с максимальным уровнем в молоке (до 38 раз). Содержание мышьяка в местных овощах превышало ПДК в 2 раза, в мясе, произведенном в районе, он определялся в концентрациях, превышающих ПДК в 1,6–2 раза. Содержание ртути в молоке, взятом на анализ в различных пунктах района, составляло от 0,9–1,4 ПДК.

Содержание кадмия в крови жителей г. Учалы превышало предельные нормы у большинства обследованных до 0,2 мг/л, а среднее содержание никеля в крови повышено у всех жителей до 0,3 мг/л (допустимый уровень 0,1±0,005 мг/л).

Цинк принимает участие в процессах деления и дифференциации клеток, формировании иммунитета, функционировании десятков ферментов, в т. ч. инсулина поджелудочной железы. Цинк играет важнейшую роль в процессах регенерации кожи, роста волос и ногтей, секреции сальных желез. Цинк способствует всасыванию витаминов. Немаловажную роль он играет в переработке организмом алкоголя, поэтому недостаток цинка может повышать предрасположенность к алкоголизму (особенно у детей и подростков). При недостатке цинка происходит ухудшение деятельности сердечно-сосудистой системы, увеличивается риск ишемической болезни сердца, образования аневризмы стенок кровеносных сосудов, кардиомиопатий, нарушается минерализация костей, возникает остеопороз, усиливается предрасположенность к аллергическим заболеваниям. Вместе с тем при избытке цинка возникают нарушения функций иммунной системы, ослабление функций предстательной железы, поджелудочной железы и печени, снижение содержания в организме железа, меди, кадмия [Авцын и др., 1991; Скальный, Рудаков, 2004].

У жителей г. Учалы в крови содержание цинка, физиологический уровень которого составляет 6,0–8,8 мг/л, понижено [Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007].

Медь участвует во многих биохимических процессах в организме человека. Содержание её в крови в норме должно составлять 0,7–1,5 мг/л. Медь имеет большое значение для поддержания нормальной структуры костей, хрящей, сухожилий, эластичности стенок кровеносных сосудов, легочных альвеол, кожи, входит в состав миелиновых оболочек нервов. Действие меди на углеводный обмен проявляется посредством ускорения процессов окисления глюкозы. Известно, что медь в составе многих важнейших ферментов присутствует в системе антиоксидантной защиты организма. Этот биоэлемент повышает устойчивость организма к некоторым инфекциям, связывает микробные токсины и усиливает действие антибиотиков. При избыточном поступлении меди наступают функциональные расстройства нервной системы (ухудшение памяти, депрессия, бессонница), нарушения функций печени и почек.

В крови жителей г. Учалы содержание меди понижено и составляет 40–65% от физиологической нормы. Вместе с тем, при обследовании жителей Караидельского района дефицит меди выявлен лишь в 2 случаях.

Марганец относится к важнейшим биологически активным элементам и входит в состав множества ферментов, выполняя в организме многочисленные функции. При дефиците марганца появляется утомляемость, слабость, головокружение, плохое настроение, происходит ухудшение процессов мышления, снижение памяти и способности к принятию острых решений, могут появиться склонность к спазмам и судорогам, боли в мышцах, двигательные расстройства, дегенеративные изменения суставов, нарушения пигментации кожи, снижение уровня «полезного» холестерина в крови, нарушение толерантности к глюкозе, нарастание избыточного веса, бесплодие, расстройства иммунитета, аллергические реакции, задержка развития у детей. Однако при избыточном поступлении марганца в организм может наблюдаться вялость, утомляемость, сонливость, заторможенность, ухудшение памяти, депрессия, развитие паркинсонизма, энцефалопатий, фиксируются болезни щитовидной железы, кариес, камни почек и мочеточников [Авцын и др., 1991; Скальный, Рудаков, 2004; Рылова, 2005]. В крови жителей г. Учалы выявлено снижение уровня марганца.

В воде некоторых районов (Хайбуллинском, Абзелиловском) зафиксировано превышение ПДК по кремнию, селену, алюминию. Селен усиливает иммунную защиту организма, способствует увеличению продолжительности жизни. Существует высокая степень корреляции между дефицитом селена и опухолевыми заболеваниями, такими как рак желудка, простаты, толстого кишечника, молочной железы. При этом селен и все его соединения в повышенных концентрациях токсичны для человека. При изучении уровня селена в волосах жителей Зауралья наблюдался значительный дисбаланс его содержания от полного отсутствия до значительного превышения рекомендуемых нормативов.

Кремний в виде различных соединений входит в состав большинства тканей, влияет на обмен липидов и на образование коллагена и костной ткани. Избыточное содержание кремния в питьевой воде может привести к нарушению саморегуляционных свойств организма, что, в свою очередь, вызывает ряд тяжёлых заболеваний. При избытке поступления кремния в организм человека может развиться мочекаменная болезнь, а также есть данные об образовании злокачественных опухолей плевры и брюшной полости [Скальный, Рудаков, 2004].

При избыточном поступлении алюминия в организм человека возможно развитие нарушения функции центральной нервной системы (ухудшение памяти, трудности в обучении, нервозность, наклонность к депрессии), нейродегенеративных заболеваний (болезни Альцгеймера, Паркинсона), дисбаланс фосфорнокальциевого обмена, склонность к развитию остеопороза, к патологическим переломам, к остеохондрозу, рахиту и другим

заболеваниям опорно-двигательного аппарата. Также в литературе описаны снижение активности отдельных ферментов, запоры, нарушение функции почек (нефропатии, увеличение риска мочекаменной болезни), снижение абсорбции железа, угнетение функций ТВ и клеток, обострение аутоиммунных заболеваний, нарушение обмена фосфора, магния, цинка, меди. Имеются данные о мутагенной активности алюминия [Авцын и др., 1991; Скальный, Рудаков, 2004].

На всей территории Южного Урала в питьевых водах отмечен дефицит йода и фтора. Йод обладает высокой физиологической активностью и является обязательным структурным компонентом гормонов щитовидной железы. Основной причиной снижения содержания йода в организме является недостаточный уровень этого элемента в пище и воде, что, в свою очередь, приводит к развитию йододефицитных состояний и заболеваний, таких как эндемический зоб, гипотиреоз, кретинизм при недостатке йода в детстве.

Основные проявления дефицита фтора — кариес зубов, поражение костей (остеопороз).

В пос. Семеновский Баймакского района жители длительное время использовали питьевую воду с повышенным содержанием ртути, что привело к поражениям центральной нервной системы, в некоторых случаях с нарушением психики и интеллекта. При исследовании основные жалобы рабочих Семеновской золотоизвлекающей фабрики (СЗИФ) составляли: головная боль, повышенная утомляемость (86,7%), головокружение, ухудшение памяти, дрожь в руках, изменение фона настроения, плаксивость, тревожность, раздражительность. Частыми были диссомнические расстройства: бессонница ночью, сонливость днем. Всё это сопровождалось кровоточивостью дёсен, наличием металлического привкуса во рту, иногда слюнотечением. Среди женщин достоверно чаще, чем среди мужчин, отмечалась повышенная частота невротических расстройств. Вегетативно-сосудистые расстройства выражались сердцебиением, общей потливостью, зябкостью в кистях, стопах, онемением в пальцах кистей и пр. Всё это указывает на очевидную связь между загрязнением производственной среды и использованием питьевых вод с высоким содержанием ртути, превышающей ПДК в 14–59 раз [Алакаева, 2000].

Всё вышесказанное о связи состояния здоровья населения с влиянием фактора «питьевая вода» можно отвести к эндемическим заболеваниям, так как указанные избыточные или недостаточные количества химических элементов в воде обусловлены природными зонально-региональными гидрогеохимическими условиями. В природном состоянии качество поверхностных и подземных вод без соответствующей водоподготовки не может соответствовать полноценному в физиологическом отношении качеству питьевой воды. Проблема водоснабжения населения, в том числе минеральными водами, становится актуальной и требует с каждым годом всё большего вложения материальных и физических затрат.

Глава 6

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

6.1. Классификация минеральных вод

К минеральным лечебным водам, согласно ГОСТ 13273-88 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые», относятся природные воды, оказывающие на организм человека лечебное действие, обусловленное основным ионно-солевым и газовым составом, повышенным содержанием биологически активных компонентов и специфическими свойствами (радиоактивность, температура, реакция среды) с минерализацией >1 г/л. При меньшей минерализации содержание биологически активных микрокомпонентов должно быть в количестве не ниже бальнеологических норм, принятых для питьевых минеральных вод (табл. 6.1).

По величине минерализации выделяются питьевые лечебно-столовые воды (*М* 1–10 г/л) и лечебные (*М* 10–15 г/л). Некоторые элементы оказывают токсическое воздействие на организм человека. Предельные концентрации их приведены в таблице 6.2.

В зависимости от химического состава минеральные воды подразделяются на 31 группу, которые по минерализации делятся на 79 типов. Большая часть минеральных вод относится к водам со «специфическими» компонентами и только 26 к водам с повышенной концентрацией главных ионов.

В основу разделения лечебных вод *по степени минерализации* положена классификация И.К. Зайцева и Н.И. Толстихина [1972] (табл. 6.3). Величина 1 г/л служит нижним пределом минерализации лечебных вод, выделяемых по общему ионно-солевому составу (не содержащих физиологически активных элементов). Пределы минерализации 3, 10, 36, 73,5, 155 и 332 г/л важны для решения вопросов как генезиса, так и использования минеральных вод. Минерализация ~3 г/л служит пределом для слабосолоноватых сульфатных кальциевых вод, формирующихся в гипсоносных породах. К сильносолоноватым водам (3–10, иногда до 15 г/л) относится преобладающее большинство типов питьевых лечебных и лечебно-столовых вод, а >10 г/л — вод наружного применения. Минерализация 36 г/л является важной гидрогеохимической константой: такую минерализацию имеют воды Мирового океана. Минерализация 73,5, 150 и 332 г/л

соответствует началу садки доломита, гипса и галита при упаривании морской воды. Выделение слабых (< 150 г/л) и крепких (> 150 г/л) рассолов важно и в практическом отношении для использования их в бальнеологических целях (наружное применение).

Таблица 6.1

Минеральные питьевые воды [ГОСТ 13278-88]

Наименование минеральной воды	Наименование биологически активного компонента	Концентрация компонента, мг/л (не менее)
Углекислая	Свободная двуокись углерода (растворенная)	500,0
Железистая	Железо	10,0
Мышьяковистая	Мышьяк	0,7
Борная	Ортоборная кислота (H_3BO_3)	35,0
Кремнистая	Метакремниевая кислота (H_2SiO_3)	50,0
Бромная	Бром	25,0
Йодная	Йод	5,0
Содержащая органические вещества	Органические вещества (в расчете на углерод)	5,0

Таблица 6.2

Предельные содержания компонентов в минеральных водах [ГОСТ 13273-88]

Наименование компонента	Концентрация компонента, мг/л (не более)
Нитраты (по NO_3^-)	50,0
Нитриты (по NO_2^-)	2,0
Свинец (Pb)	0,1
Селен (Se)	0,05
Мышьяк(As) в расчете на металлический мышьяк:	
в лечебных водах	2,0
в лечебно-столовых водах	1,5
Стронций (Sr)	25,0
Фтор (F):	
в лечебных водах	15,0
в лечебно-столовых водах	10,0
Фенолы в лечебных и лечебно-столовых водах	0,001
Другие органические вещества (в расчете на углерод, $C_{орг}$):	
в лечебных водах	15,0
в лечебно-столовых водах	10,0
Радий (Ra)	$5{,}0\times10^{-10}$ Си/л
Уран (U)	$1{,}8\times(1{,}2\times10^{-9}$ Си/л)

Таблица 6.3

Классификация подземных вод по минерализации

Группа вод	Минерализация, г/л	Наименование вод
А — пресные (< 1 г/л)	< 0,5	Умеренно пресные
	0,5–1	Пресноватые
Б — соленые (1–36 г/л)	1–3	Слабосолоноватые
	3–10	Сильносолоноватые
	10–36	Сильносоленые
В — рассолы (> 36 г/л)	36,0–73,5	Весьма слабые рассолы
	73,5–155	Слабые рассолы
	155–332	Крепкие рассолы
	332–430	Весьма крепкие рассолы
	> 430	Сверхкрепкие рассолы

При оценке минеральных вод по общему ионно-солевому составу учитываются макрокомпоненты HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^+, из которых состоит основная масса растворенных веществ природных вод (до 95% и более). В.В. Ивановым и Г.А. Невраевым [1964] лечебные воды (питьевые и бальнеологические) по анионному составу подразделены на классы (гидрокарбонатный, сульфатный, гидрокарбонатно-сульфатный, хлоридный и др.), а по катионному — на подклассы (кальциевый, натриевый и др.). Всего выделено 9 классов, в каждом из которых от 3 до 7 подклассов.

В *газовом составе вод* в соответствии с классификацией А.В. Щербакова и др. [1974] выделяются следующие группы водорастворенных газов: 1) кислородно-азотная, 2) сероводородно-азотная, 3) сероводородно-углекисло-метаново-азотная, 4) азотно-метановая (метановая). Имея в виду, что содержание H_2S и CO_2 не превышает долей – нескольких процентов, путем укрупнения могут быть получены две группы водорастворенных газов: 1) азотная ($N_2 > 50$ об.%) и 2) метановая ($CH_4 > 50$ об.%). В сульфидных (сероводородных) водах наружного применения суммарная концентрация H_2S и HS^- (общий сероводород) должна быть > 10 мг/л. В зависимости от концентрации H_2S (мг/л) в группе сульфидных вод выделяются: сероводородные слабые (10–50), средней концентрации (50–100), крепкие (100–250) и очень крепкие (> 250).

Биологически активные компоненты (бром, бор, йод, фтор, сероводород), определяющие лечебные свойства подземных вод, играют важную физиологическую роль.

Помимо названных, к числу биологически активных элементов относятся также железо и другие металлы (Cu, Co, Mo, Mn и др.). Воды с высокими концентрациями этих элементов называются «полиметальными». Они формируются в зонах окисления сульфидных месторождений, имеют сульфатный состав, низкое значение pH (1–3).

Наибольшую ценность среди *радиоактивных вод* (радиевых, радоновых, радоно-радиевых и урановых) представляют воды с повышенной концентрацией радона (>5 нКи/л, или 14 ед. Махе). Этот газ является короткоживущей эманацией радия с периодом полураспада 3,825 сут. Именно благодаря свойству радона быстро выводиться из организма, в отличие от радия и урана, накапливающихся в нём, и получили широкое применение радоновые воды.

При решении вопроса практического использования радоновых вод необходимо учитывать не только концентрацию радона, но и эксплуатационные ресурсы этих вод. С этой целью введены понятия «радоновая ценность» (M_{Rn}) и «радиоактивная мощность» (M_{Ra}) источника [Посохов, 1975]:

$$M_{Rn} = C \times Q,\ M_{Ra} = Q \times C / 7\,500,$$

где C — концентрация радона, нКи/л;
Q — дебит источника (л/с в формуле M_{Rn}, л/ч в формуле M_{Ra}).

«Радиоактивная мощность» источника — это масса радия в миллиграммах, которая дает то же количество эманации, что и исследуемый источник. По содержанию Rn минеральные воды подразделяются на радоновые слабые (5–40 нКи/л, или 14–110 ед. Махе), средние (40–200 нКи/л, или 110–550 ед. Махе) и высокорадоновые (>200 нКи/л, или >550 ед. Махе).

Кислотно-щелочной (pH) и окислительно-восстановительный (Eh) потенциалы подземных вод служат общими показателями физико-химического их состояния. По концентрации водородных ионов (pH) А.Н. Павлов и В.Н. Шемякин [1967] подразделяют природные воды на 7 групп:

сильнокислые	<1,9;
кислые	1,9–4,1;
слабокислые	4,1–7,0;
нейтральные	7,0;
слабощелочные	7,0–8,3;
щелочные	8,3–10,3;
сильнощелочные	>10,3.

Окислительно-восстановительный потенциал подземных вод (Eh) определяет состояние в растворах элементов с переменной валентностью: серы, железа, марганца, меди, свинца и др. Основными потенциалзадающими компонентами являются кислород (основной окислитель), сероводород и ОВ (важнейшие восстановители). Поэтому окислительно-восстановительные условия подземных вод определяются, главным образом, их газовым составом. А.В. Щербаков с соавторами [1974] по величине Eh (мВ) выделяет следующие типы геохимических обстановок минеральных вод:

восстановительная	<0;
переходная	от 0 до +100;
слабоокислительная	от +100 до +250;
окислительная	>250.

Температура воды влияет на её физические и химические свойства, определяет особенности бальнеологического использования.

В.В. Иванов и Г.А. Невраев [1964] предложили следующие подразделения минеральных вод по температуре (°С): холодные — <20, теплые (субтермальные) — 20–35, горячие (термальные) — 35–42, очень горячие (высокотермальные) — >42.

Указанные выше показатели и нормы оценки минеральных лечебных вод положены в основу классификации В.В. Иванова и Г.А. Невраева [1964], широко используемой в курортологии. В соответствии с ней выделяются семь групп вод: А — без «специфических» компонентов и свойств; Б — углекислые, В — сероводородные, Г — железистые, мышьяковистые и «полиметальные» (с повышенным содержанием Mn, Cu, Zn, Al, Pb и др.), Д — бромные, йодные и с повышенным содержанием органических веществ, Е — радоновые и Ж — кремнистые.

По газовому составу в группах выделяются подгруппы: в группах А и Д — азотная и метановая, в группах Г и Е — азотная и углекислая; в группах В и Ж — азотная, метановая и углекислая, в группе Б присутствуют только углекислые воды.

Из семи групп подземных минеральных вод, фигурирующих в классификационной схеме Иванова–Невраева, на Южном Урале обнаружены воды пяти групп: 1) без «специфических» компонентов и свойств, 2) сероводородные, 3) железистые «полиметальные», 4) бромные, йодные и 5) радоновые. Что касается углекислых вод, то эта группа является геохимически «запрещенной» для региона. Провинциями углекислых вод являются альпийские горные сооружения (Карпаты, Кавказ и др.), современные геосинклинали (Камчатка, Курилы и др.), молодые плиты (Скифская, Западно-Сибирская), а также древние орогены, омоложенные и активизированные в кайнозое (Саяны, Тянь-Шань и др.), где CO_2 имеет термометаморфическое и вулканическое происхождение.

Южный Урал не принадлежат к числу названных структур. Вулканизм на Урале происходил в палеозое. Современные геотермические градиенты здесь низкие (0,9–1,7 °С/100 м). Поэтому условия для формирования углекислых вод на Южном Урале крайне неблагоприятные. Бесперспективен он и в отношении маломинерализованных азотных кремнистых терм, которые приурочены к молодым и омоложенным тектонически активным структурам.

Формирование минеральных лечебных вод Южного Урала, а также роль геотектонического фактора в их формировании выяснены недостаточно и трактуются исследователями с различных, нередко противоположных позиций [Буданов, 1964; Вахрушев, 1961; Гидрогеология ..., 1972; Абдрахманов, Попов, 1999; Пучков, Абдрахманов, 2003 и др.]. Наиболее сложным и дискуссионным является вопрос о характере связи гидрогеологических аномалий с процессами, протекающими в глубоких частях осадочной толщи

региона. Вследствие этого авторами в последние годы выполнены комплексные исследования геохимического, температурного режимов аномальных вод, их окислительно-восстановительного состояния, состава главных ионов, микроэлементов и газов. Особого внимания заслуживает изучение содержания водорастворенного гелия как индикатора условий формирования подземных минеральных вод. Применение радиогенного изотопа гелия (^{4}He) в качестве показателя особенностей формирования подземных вод обусловлено его исключительной инертностью и низкими адсорбционными свойствами, конвективно-фильтрационной формой миграции, высокими градиентами в подземной гидросфере, а также, что весьма существенно, наличием прецизионной техники («ИНГЕМ»), позволяющей исследовать слабые гелиевые поля ($n\times10^{-5}$ мл/л He).

Поскольку основным флюидом – носителем подвижного гелия служат подземные воды, структура приповерхностного поля гелия в первую очередь отражает гидрогеодинамические и геотектонические особенности земной коры. Анализ её дает возможность получить объективную информацию о масштабах вертикального массопереноса в литосфере, в том числе оценить долю глубинного источника привноса вещества в верхние горизонты, выявить флюидопроницаемые зоны разрывных тектонических нарушений и пр.

Связь аномальных концентраций водорастворенного гелия с дислокациями земной коры к настоящему времени доказана на региональном материале и является общепризнанной. Южный Урал вместе с Предуральским краевым прогибом в этом отношении не является исключением, хоть и обладает специфическими геологическими и гидрогеологическими особенностями, контролирующими распределение гелиевых и прочих физико-химических аномалий.

На Южном Урале известны десятки проявлений минеральных вод как естественных, так и вскрытых скважинами различного назначения, а также несколько месторождений, где ведется добыча вод для бальнеологических и лечебно-питьевых целей[6]. Выявленные здесь минеральные источники приурочены к разным литолого-стратиграфическим комплексам пород, различаются по общему ионно-солевому, микрокомпонентному

[6] Под месторождением подземных МВ понимается пространственно ограниченная часть гидравлически взаимосвязанных трещинно-жильных систем и пластовых (трещинно-поровых, поровых) коллекторов, где воды по своему химическому составу, температуре и другим показателям отвечают нормам для курортологического использования или промышленного розлива, а по гидрогеолого-экономическим показателям могут быть объектом эксплуатации [Вартанян, 1977]. Проявление МВ естественного происхождения (источник) или вскрытое скважиной в геохимическом и ресурсном отношениях менее изучено, чем месторождение. По данным предварительного сопоставительного анализа с близкими используемыми аналогами оно представляет интерес для лечебного использования. Для перевода его в ранг месторождения необходимо проведение дополнительных режимных наблюдений за качеством и количеством минеральных вод.

и газовому составу, температурному режиму и радиоактивности. Условия распространения и формирования минеральных вод контролируются многими факторами, среди которых главную роль играют условия седиментогенеза, литология водовмещающих пород, геолого-структурные и гидродинамические условия. При всем разнообразии природных условий в исследуемом регионе выделяются две основные группы месторождений и проявлений минеральных вод: 1) пластовые, приуроченные к регионально выдержанным по площади и разрезу осадочным и вулканогенно-осадочным коллекторам палеозоя и 2) гидроинжекционные.

Гидроинжекционные месторождения, по сравнению с пластовыми, имеют более сложные гидрогеологические условия, локальное распространение в зонах восходящей разгрузки в разной степени глубинных вод по зонам разломов в вышележащие комплексы различного возраста. В результате процессов смешения их с маломинерализованными водами зоны интенсивной циркуляции образуется гамма различных по ионно-солевому, газовому и микрокомпонентному составу минеральных вод. При выяснении их образования часто возникает ряд вопросов, касающихся определения глубины залегания и гидростратиграфической принадлежности дренируемого комплекса, формирования в нём минеральных вод, характера процесса смешения вод разного состава и др. От правильного решения их зависит направление поисково-разведочных работ на тот или иной геохимический и генетический тип минеральной воды.

6.2. Минеральные воды Западно-Уральского бассейна

В этом бассейне находятся Тереклинские, Таш-Астинские и Аскынский минеральные источники, а также Красноусольские месторождения минеральных вод.

6.2.1. Тереклинское, Таш-Астинское и Аскынское проявления минеральных вод

Минеральные источники вытянуты цепочкой вдоль выхода на поверхность Ковардинского надвига, простирающегося в субмеридиональном направлении к югу от Каратауского структурного комплекса вдоль границы Бельской депрессии Предуральского прогиба с передовыми складками Урала (см. рис. 3.1). Они представляют восходящие струи с дебитом от 0,5–0,7 до 40–60 л/с из трещин в известняках среднего карбона, рассредоточенные на расстояние 10–120 м.

Источники имеют хлоридный и гидрокарбонатно-хлоридный натриевый состав при минерализации 0,9–3,0 г/л (табл. 6.4). Концентрация NaCl

Таблица 6.4

Химический состав минеральных источников

№№ п/п	Наименование источника	T°C	pH / Eh, мВ	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						He, 10^{-5} мл/л
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	Тереклинский	7,5	7,6 / –	1,8	230,2 12,7	69,5 4,9	865 82,4	67,1 11,3	20,1 5,6	566,3 83,1	71
2	Аскынский	9,7	7,7 / –	1,9	231,8 12,1	65,4 4,3	930,7 83,6	76,2 12,1	24,3 6,4	589,0 81,5	57
3	Таш-Астинский	7,9	7,0 / +120	3,0	256,2 8,5	94,6 4,0	1539 87,5	92,2 9,3	19,5 3,2	999,1 87,5	41

достигает 2,5 г/л, что до двух порядков выше, чем в гидрокарбонатных водах, не связанных с разгрузкой глубинных растворов. Среди газов в небольшом количестве (2,5–3,0 мг/л) установлен кислород, что определяет значения Eh +35...+165 мВ. Реакция среды вод околонейтральная и слабощелочная (pH 7,0–7,6). Судя по ионно-солевому составу и величине генетических коэффициентов rNa/rCl ≥1 и Cl/Br > 300, воды инфильтрационные.

Содержание гелия в водах на 1–2 порядка превышает фоновое: Тереклы — $(2,2–10,5)\times10^{-4}$, Аскын — $(2,6–5,7)\times10^{-4}$, Таш-Асты — $(4,1–6,6)\times\times10^{-4}$ мл/л. Источники обладают повышенной температурой (до 9,7–10,2°C), что на 5–6°C выше, чем в первом от поверхности горизонте. Связь He с минерализацией и T положительная (рис. 6.1). С учетом этих данных, глубина залегания вод, питающих указанные источники, определена в 200–400 м[7].

6.2.2. Красноусольские месторождения минеральных вод

На базе Красноусольских минеральных вод функционирует курорт государственного значения, находящийся в 5 км северо-восточнее пос. Красноусольский, в 140 км южнее г. Уфы (рис. 6.2). Среди санаториев и курортов Волго-Уральского региона курорт Красноусольск по разнообразию природных лечебных факторов занимает особое место. Здесь выявлены и используются в лечебных целях различные типы минеральных вод (питьевые сульфатные кальциевые, хлоридные натриевые радоновые, бальнеологические сероводородные) и грязи [Абдрахманов, Попов, 1999]. Расположенность

[7] Здесь и далее глубина формирования термальных струй, питающих источники в зонах разломов, определялась по формуле: $H = (T_{ист} - T_{нс})/Г + H_{нс}$, где $T_{ист}$ — температура воды источника, °C; $H_{нс}$ и $T_{нс}$ — глубина залегания и температура нейтрального слоя; Г — величина геотермического градиента, °C/100 м. В расчётах по этой формуле не учитывалось снижение температуры разгружающихся с глубины вод по мере их продвижения к поверхности, поэтому действительная глубина всегда будет несколько выше расчётной.

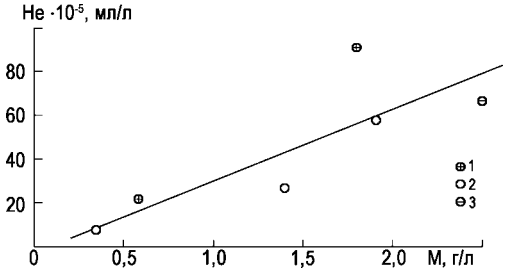


Рис. 6.1. Связь гелия с минерализацией Тереклинских (1), Таш-Астинских (2) и Аскынского (3) источников

курорта в зоне передовых складок Уральских гор создает своеобразные условия для климатолечения, организации терренкуров с целью дозированных по расстоянию и углу подъёма пеших прогулок. Территория курорта, где развита растительность разнообразного состава (сосна, лиственница, береза, дуб, липа и др.), характеризуется высокой ионизационной и бактерицидной способностью, что является положительным лечебным фактором.

Курорт Красноусольск расположен на стыке Бельского понижения и передовых складок Южно-Уральских гор (абс. отм. 130–210 м), что обеспечивает достаточную увлажненность территории (осадков до 500 мм в год).

В курортолечении характеристика климата с точки зрения степени его воздействия на организм человека включает оценку теплового состояния, биотропных атмосферных ситуаций, устойчивости климата, продолжительности благоприятного периода для климатолечения и отдыха [Поволоцкая, 1989]. Тепловое состояние человека определяется температурой, влажностью воздуха, атмосферным давлением, радиационным режимом, солнечной инсоляцией (продолжительностью солнечного сияния), ионизацией атмосферного воздуха и пр. Биологически наиболее активной является ультрафиолетовая часть спектра. Период ультрафиолетовой недостаточности продолжается в зоне курорта Красноусольск с середины октября до конца февраля. Период сильной биологической активности ультрафиолетовой радиации, когда поверхности земли достигают солнечные лучи с длиной волны 296–300 нМ, обладающие максимальным эритемным и витаминообразующим действием, продолжается в районе курорта около 4–5 месяцев и отмечается с середины апреля до конца августа. В остальное время активность ультрафиолетовой радиации слабая и умеренная.

Годовая сумма солнечной радиации составляет в среднем 4089 МДж/м^2 (табл. 6.5).

На рассеянную радиацию приходится 49%. В декабре и январе доля прямой радиации $<16\%$, а с мая по август составляет 53–60%. В годовом ходе максимум месячных сумм освещенности суммарной и прямой радиации приходится на июнь (суммарная 674, прямая 406 МДж/м^2), а минимум — на декабрь (суммарная 46, прямая 8 МДж/м^2). Значительное влияние на распределение солнечной радиации оказывает облачность. Наибольшая

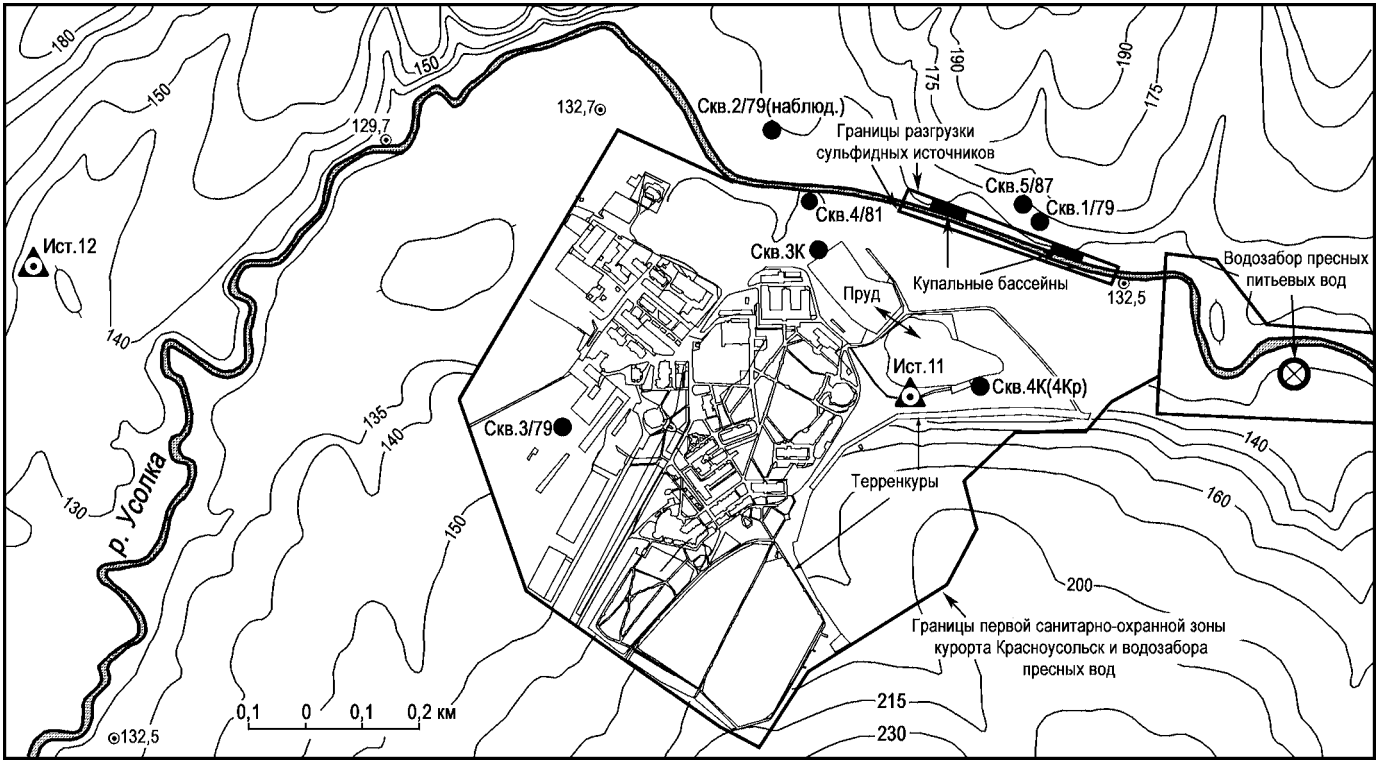


Рис. 6.2. Схема расположения минеральных источников курорта Красноусольск [Абдрахманов, Мазитов, Загидуллин, 2007]

Таблица 6.5

Средние месячные и годовые суммы солнечной радиации (МДж/м²)

Виды радиации	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Прямая радиация на горизонтальную поверхность	13	63	138	264	348	406	373	268	142	54	21	8	2098
Рассеянная радиация	67	105	214	218	264	268	281	235	155	96	50	38	1991
Суммарная радиация	80	168	352	482	612	674	654	503	297	150	71	46	4089

облачность в районе курорта Красноусольск наблюдается в октябре (до 80%), наименьшая — с мая по август (40–50%).

Среднегодовое атмосферное давление составляет 746–755 мм, а *T* воздуха +3,2°С. Наиболее жаркий месяц июль (+19,7°С), а холодный — январь (–11,1°С). Наблюдаются резкие температурные колебания от минус 30–50 до плюс 30–40°С. Продолжительность солнечного сияния колеблется от 1630 до 2224 часов, средняя многолетняя составляет 1911 часов.

Климатические условия района курорта Красноусольск по режиму контрастной изменчивости погоды в осенне-зимне-весенний период характеризуются как изменчивые, а летом — как устойчивые, соответственно раздражающего и тренирующего воздействия. Наибольшая изменчивость отмечается в октябре — 43–49%, наименьшая — летом 22–33%.

Значительная интенсивность атмосферной циркуляции в осенне-зимне-весенний период обусловливает выраженную и сильно выраженную межсуточную изменчивость атмосферного воздуха. Повторяемость дней с давлением ≥5 мб, вызывающим метеопатические реакции у человека в районе санатория, составляет 42–57%. Летом изменчивость атмосферного давления слабая (10–17%) и оказывает щадящее воздействие на организм человека. В целом биоклиматические условия в течение всего года благоприятные для климатолечения. Повторяемость благоприятных для климатолечения погод составляет зимой и весной около 60%, летом около 75–80%, осенью около 45%. К ним добавляются также и относительно благоприятные погоды зимой, весной и осенью 30–35% и летом 15%.

Территория курорта находится в зоне наиболее высокого теплоощущения, что благотворно сказывается зимой и в переходные сезоны. Однако в июле возможен гигротермический дискомфорт: перегрев (40–45%) и душные погоды (50–60%). Наиболее благоприятные условия в теплые летние месяцы наблюдаются на открытых проветриваемых, сухих участках.

В геолого-структурном отношении Красноусольские месторождения минеральных вод приурочены к сводовой части Усольской антиклинали, сложенной известняками среднего и верхнего карбона, перекрытыми

нижнепермскими молассовыми отложениями (рис. 6.3). В поперечном сечении складка асимметричная, с крутым западным (до 30–40°) и пологим восточным (< 10°) крыльями. Складка нарушена крупным Зилимско-Красноусольским надвигом с восточным падением под углом ~ 30°. Вертикальное смещение каменноугольных и девонских пород достигает 200 м.

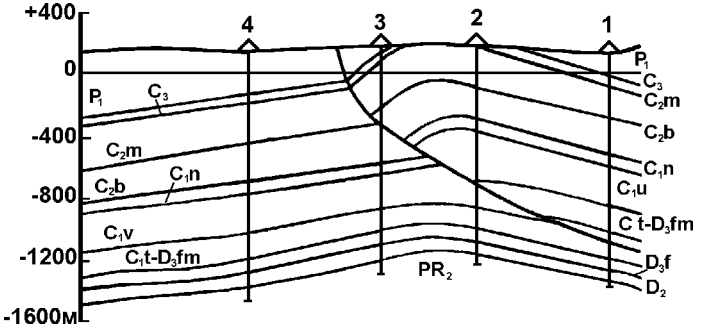


Рис. 6.3. Разрез Красноусольской структуры [Казанцев, 1984]

Непосредственно на территории курорта и в его окрестностях известны три месторождения минеральных вод, отличающиеся по своим геохимическим показателям и лечебным свойствам,— Красноусольское 1, Красноусольское 2 и Красноусольское 3 [Абдрахманов, Попов, 1999]. Наиболее крупное из них — Красноусольское 1 — представлено сероводородными водами[8].

В результате наших исследований [Абдрахманов, Попов, 1999] в районе Красноусольского курорта выявлено 32 группы восходящих сульфидных источников, расположенных двумя линиями по правому и левому берегам р. Усолки. Длина правобережной линии ~ 0,5 км; она объединяет 29 групп источников естественного происхождения (см. рис. 6.2). На левом берегу р. Усолки вблизи курорта находятся два сероводородных источника, которые возникли на месте скважин, вскрывших самоизливающиеся воды (0,9 и 5,0 л/с) в каменноугольных известняках. Дебит отдельных источников от 0,1 до 8–10 л/с, а суммарный дебит (без учета субаквальных выходов в русле р. Усолки) в летнюю межень оценивается в 80 л/с.

Воды всех источников относятся к хлоридным натриевым с минерализацией 2,2–47,7 г/л (табл. 6.6), концентрацией H_2S до 70–80 мг/л, температурой 9–13 °С, величиной pH 6,9–7,4, Eh +160...–340 мВ. Содержание

[8] Сероводородные минеральные источники известны еще с середины XVIII в. из трудов первых экспедиций Российской Академии наук (П.И. Рычков, П.С. Паллас, И.М. Лепехин). В дальнейшем их обследовали А.В. Нечаев, Г.В. Вахрушев, изучали различные партии Центрального НИИ курортологии и физиотерапии. Бальнеологическую ценность вод исследовали сотрудники Башкирского государственного медицинского университета.

Таблица 6.6

Химический состав Красноусольских минеральных вод

№№ проб	Местоположение источника, глубина скважины	T, °C	pH, Eh мВ	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %–моль						Газовый состав	
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^++K^+	H_2S, мг/л	He, 10^{-5} мл/л
1	Ист. 1, правый берег долины р.Усолки	11,5	16,9 / −180	47,7	305,0 0,6	1963 5,1	27080 94,3	460,9 2,8	182,3 1,9	17750 95,3	18	242
2	Ист. 2	12,0	16,9 / −140	47,0	305,0 0,6	1905 5,0	26670 94,4	440,9 2,8	184,8 1,9	17670 95,3	19	209
3	Ист. 3	10,3	7,2 / −176	20,7	308,1 1,4	829,6 5,0	11600 93,6	232,5 3,3	97,3 2,3	7587 94,4	4	203
4	Ист. 4	9,9	7,2 / −80	12,4	305,0 2,4	523,4 5,2	6860 92,4	172,3 4,1	51,1 2,0	4525 93,9	1,5	80
5	Ист.6	10,0	7,4 / −130	19,3	298,9 1,5	816,4 5,2	10800 93,3	216,4 3,3	79,0 2,0	7111 94,7	–	222
6	Ист. 8	13,1	6,9 / −235	57,0	298,9 0,5	2232 4,8	32470 94,7	505,0 2,6	209,2 1,8	21260 95,6	30	356
7	Ист. 17	11,5	7,2 / −50	2,2	289,8 13,2	137,9 7,9	1012 78,9	92,2 12,7	23,1 5,3	683,1 82,0	–	8
8	Ист. 20	10,5	7,6 / +10	3,7	286,7 7,6	198,3 8,7	1865 85,7	112,2 9,1	24,3 3,3	1238 87,6	–	29
9	Ист. 22	11,5	6,9 / −180	37,3	298,9 0,8	1453 4,8	21200 94,4	352,7 2,8	131,3 1,7	13910 95,5	9	134
10	Ист. 23	11,7	6,9 / −160	7,5	292,8 3,9	1108 18,8	3373 77,3	296,6 12,0	111,9 7,5	2278 80,5	6	109
11	Ист. 24	9,8	6,9 / +160	4,3	286,7 6,7	226,3 6,7	2165 86,6	112,2 7,9	24,3 2,8	1447 89,2	0,2	14
12	Ист. 26	13,0	6,9 / −150	20,2	280,6 1,4	823 5,0	11330 93,6	224,4 3,3	73,0 1,8	7455 94,9	11	89
13	Ист. 28	13,0	6,9 / −80	32,6	317,2 0,9	1295 4,9	18430 94,2	304,6 2,8	116,7 1,7	12130 95,5	8	69
14	Ист. 30	12,4	7,0 / −175	34,7	323,3 0,9	1430 5,0	19580 94,1	352,7 3,0	141,0 1,3	12830 95,0	4	241
15	Ист. 11, левый берег долины р.Усолки,	10,0	7,0 / +10	13,4	244,0 1,8	580,0 5,3	7498,4 92,9	272,0 6,0	77,8 2,8	4771,3 91,2	н.о.	30,7
16	Ист. 12, в 1,5 км западнее курорта	6,5	6,8 / +50	2,2	292,8 15,3	1275 84,3	5,0 0,4	560,0 88,9	19,5 5,1	43,7 6,0	н.о.	5
17	Скв. 4-к, на территории курорта, 23	12,3	7,3 / −340	35,4	323 0,9	1632 5,5	20306 93,6	410,8 3,6	158,1 2,3	12518 94,1	30	490
18	Скв. 4-81, то же, 311	12,2	7,6 / −264	73,1	351,4 0,5	2700 4,5	41903 95,0	784,0 3,1	316,2 2,1	27094 94,8	12	–
19	Скв. 5-87, то же, 301	12,3	6,6 / −238	77,5	383,1 0,5	2300 3,6	44853 95,9	736,0 2,8	267,5 1,7	28974 95,5	56	–

микроэлементов (мг/л): Br до 40,5; I до 0,9; H_3BO_3 до 30,9; F до 1,6. Солевой состав на 80–95% представлен NaCl, остальными солями являются (%): Na_2SO_4 1–4, $MgSO_4$ 2–6, $CaSO_4$ 0,2–7 и $Ca(HCO_3)_2$ 1–8.

Происхождение вод инфильтрационное; химический состав формируется за счет выщелачивания солевого комплекса каменноугольных пород; природа сероводорода биогенная. Именно в каменноугольных карбонатных сульфатизированных и битуминозных породах создались благоприятные литолого-гидрогеохимические и *PT*-условия для генерации H_2S за счет процесса биохимической сульфатредукции:

$$C_6H_{12}O_6 + CaSO_4 \rightarrow 3CO_2 + 3CaCO_3\downarrow + 3H_2S + 3H_2O + Q\text{кал},$$
$$CO_2 + H_2O \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-.$$

Формула химического состава воды скважины № 5/87, используемой в бальнеологических целях, имеет вид:

$$N_2H_2S\,0{,}056\ \ M\,7{,}5\,\frac{Cl\,96\ \ SO^4\,3\ \ HCO^3\,1}{Na\,95\ \ Ca\,3\ \ Mg\,2}\,pH\,6{,}6\ \ Eh-238\ \ T\,12{,}3.$$

Скважина 5/87 (дублер 1/79) имеет глубину 301 м, пробурена в 1989 г. Сероводородные воды вскрыты в интервале глубин 150–301 м в трещиноватых, закарстованных карбонатных отложениях среднего карбона.

Состав воды скважин №№ 4/81 и 3К, ранее используемых в лечебных целях, характеризуется следующей формулой:

$$H_2S\,0{,}012\ \ Br\,0{,}027\ \ M\,7{,}3\,1\,\frac{Cl\,95\ \ SO^4\,4\ \ HCO^3\,1}{Na\,95\ \ Ca\,3\ \ Mg\,2}\,pH\,7{,}58.$$

Содержание сероводорода (12,2 мг/л) несколько ниже установленного для данного типа вод (30–40 мг/л).

Анализ поведения главных ионов в водах с различной минерализацией свидетельствует о том, что её рост практически всецело обеспечивается за счет содержаний натрия и хлора, увеличивающихся соответственно от 0,78 до 25,5 г/л (83,5–95,7%) и от 1,15 до 39,2 г/л (80,9–95,1%). С увеличением минерализации возрастают также концентрации сульфатного (от 0,16 до 3,0 г/л), кальциевого (от 0,1 до 0,68 г/л) и магниевого (от 0,02 до 0,3 г/л) ионов. В то же время относительное их содержание (%) неуклонно снижается: SO_4^{2-} — от 8,0 до 5,4–4,5; Ca^{2+} — от 12,3 до 3,3–2,6; Mg^{2+} — от 4,2 до 2,1–1,8. Исключение составляет гидрокарбонат-ион, индифферентный к росту минерализации. Концентрация его остается примерно на одном уровне (0,2–0,32 г/л), а относительное содержание уменьшается от 12,1 до 0,3%.

Подобное распределение макрокомпонентов указывает на то, что формирование геохимической гаммы сероводородных вод месторождения Красноусольское 1 осуществляется при участии процесса смешения рассольных и пресных вод. Характер этого процесса показан на рис. 6.4. Для построения графика взяты в качестве исходных хлоридный натриевый

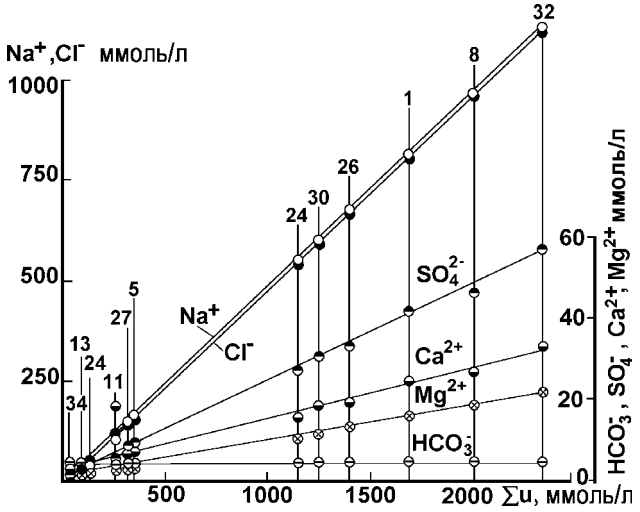


Рис. 6.4. График смешения Красноусольских минеральных вод

рассол с минерализацией 77,5 г/л, вскрытый скважиной 5/87 глубиной 301 м на месторождении, и пресная (0,5 г/л) гидрокарбонатная кальциевая вода из скважины глубиной 10 м, используемая на курорте для питьевых целей (см. рис. 6.2). Как видно, серия промежуточных вод (Красноусольские источники), образующихся в результате смешения, подчиняется линейной зависимости А.Н. Огильви [1925]: $y = ax+b$, где x — минерализация воды, y — концентрация отдельного иона, a и b — параметры, общие для исходных и смешанных вод (a — тангенс угла наклона линии тренда к оси абсцисс, в — отрезок, отсекаемый линией тренда на оси ординат).

Фигуративные точки ионного состава промежуточных вод находятся на прямой, соединяющей точки исходных вод, или близки к ней. Линии натрия и хлора почти совпадают, свидетельствуя о том, что источником этих ионов является выщелачивание галита. Это отвечает условиям формирования сероводородных вод в слабопромытых засоленных каменноугольных породах лагунно-морского происхождения в гидрогеодинамической зоне затруднённого водообмена на глубине >400–600 м. *PT*-параметры этой зоны и литолого-геохимическая обстановка в ней (наличие сульфатов и ОВ, восстановительная среда) благоприятны для образования сульфидов за счет процесса сульфатредукции [Попов, 1985].

В наружных лечебных целях в санатории используются сульфидные хлоридные натриевые воды. Они добываются скважиной № 4-К на левом берегу р. Усолки. Скважина имеет глубину 23,3 м, пробурена в 1960 г. Рядом сооружена резервная скважина (скв. 4-Кр). В воде присутствуют (мг/л) бром 22,9; йод 1,7. Химический состав воды описывается формулой:

$$N_2H_2S\,0{,}029\ \ M\,34{,}2\,\frac{Cl\,94\ \ SO^4\,5\ \ HCO^3\,1}{Na\,95\ \ Ca\,3\ \ Mg\,2}\,pH\,7{,}09.$$

Согласно МУ МЗ РФ № 2000/34 «Классификация минеральных вод и лечебных грязей для целей их сертификации» минеральные воды скважин 5/87 и 4-К относятся к подгруппе 2.5.4 Красноусольского типа.

Глубинный генезис минеральных вод месторождения подтверждается наличием в них высоких концентраций гелия (до $9{,}3\times10^{-3}$ мл/л), обнаруживающего четкие корреляционные связи с хлором, сероводородом, йодом, бромом и *T* (рис. 6.5–6.8).

Месторождение *Красноусольское 2* радоновых вод находится на территории курорта. Здесь, в основании левого склона долины р. Усолки, из-под четвертичных осадков выбивает грифон соленой воды с дебитом 0,1–0,2 л/с и *T* 10,0–10,5°С (на курорте известен как источник 11). Это бессульфидная хлоридная натриевая вода с повышенным содержанием кальция (10,3–14,4%), относящаяся к достаточно хорошо выражен-

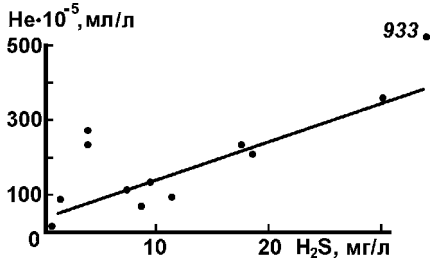


Рис. 6.5. Связь между гелием и сероводородом

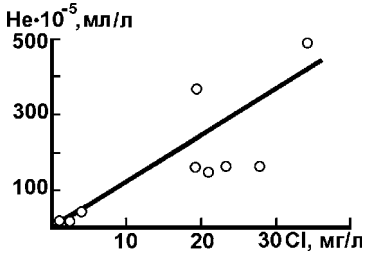


Рис. 6.6. Связь между гелием и хлором

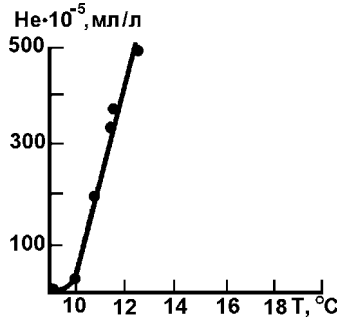


Рис. 6.7. Зависимость содержания гелия от температуры воды

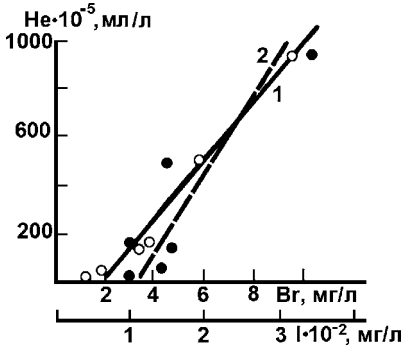


Рис. 6.8. Связь гелия с бромом (1) и йодом (2)

ному хлоркальциевому (III б) типу, являющемуся основным геохимическим типом глубокозалегающих подземных вод. Солевой состав воды следующий (%): NaCl 81,4–85,9; $MgCl_2$ 3,8–4,2; $CaCl_2$ 1,6–6,7; $CaSO_4$ 4,4–4,9; $Ca(HCO_3)_2$ 1,6–3,9. Минерализация воды в летнюю межень разных лет составляла 7,6–13,5 г/л (см. табл. 6.6, № 15), а величина отношения rNa/rCl 0,88–0,94. Специфический компонент газового состава воды — радон (38–68 ед. Махе, или 13,8–24,7 нКи/л). Формула химического состава её:

$$N_2Rn\,25\ \ M\,13{,}4\,\frac{Cl\,93\ \ SO^4\,5\ \ HCO^3\,2}{Na\,91\ \ Ca\,6\ \ Mg\,3}\ pH\ 7{,}2\ Eh+10\ \ T\,10{,}5.$$

Формирование месторождения радоновых вод в долине Усолки связано с наличием в верхней части геологического разреза вторичных эманирующих коллекторов, образованных радием. Это подтверждается высокими концентрациями радона (до 200 ед. Махе и более) в водах карбонатных пород вблизи контакта их с рыхлыми песчано-глинистыми отложениями р. Усолки. Причем, с глубиной содержание радона резко падает до нескольких единиц Махе.

Известными примерами обогащения радоном минеральных вод в толще аллювия при выходе их на поверхность являются воды Цхалтубо, Усть-Кута и Джеты-Огуза. Само же образование вторичных эманирующих коллекторов Красноусольского месторождения, по нашему мнению, связано с соосаждением радия с кальциевыми солями при смешении поднимающихся с глубины субтермальных рассолов типа III б (хлоркальциевого) с холодными пресными водами типа II (сульфатно-натриевого), циркулирующими в верхней части разреза Усольской антиклинали. Этот процесс может быть выражен следующей формулой:

$$Na_2SO_4 + CaCl_2 + 2H_2O + Ra = 2NaCl + CaSO_4{\times}2H_2O\ (Ra)\downarrow.$$

Отсюда становится понятным, что именно вблизи выхода единственного в своем роде источника 11 с водой хлоркальциевого типа и были обнаружены воды с наиболее высоким содержанием радона (175–210 ед. Махе). Не исключено, что определенную роль в накоплении радона в минеральных водах также играют эманирующие коллекторы, образованные радием, сорбированным самими глинистыми породами из хлоридных рассолов.

Очевидно, струи хлоридных рассолов, формирующих месторождения Красноусольское 1 и Красноусольское 2, поднимаются по тектоническим трещинам с разных глубин (более 500–600 м), не смешиваясь друг с другом. Этим объясняется специфический ионно-солевой и газовый состав воды источника 11 и отсутствие прямой корреляции между минерализацией и содержанием отдельных компонентов, присущей источникам месторождения Красноусольское 1 (см. рис. 6.4). Наличие глубинной составляющей в воде радонового источника подчеркивается содержанием в ней гелия ($3{,}1\times10^{-4}$ мл/л) на порядок выше фоновой концентрации.

Среднеминерализованные (сильносолоноватые) радоновые воды, содержащие среди солей $CaCl_2$, в природе встречаются очень редко (Джеты-Огуз в Киргизстане, Кройцнах и Таале в Германии). Лечебные свойства их оцениваются высоко.

Из биологически активных компонентов в бальнеологически значимых концентрациях в воде источника содержатся ОВ ($C_{орг}$ 11,9 мг/л). Остальные терапевтически активные компоненты присутствуют в сравнительно небольших количествах (мг/л): бром 1,49; йод 0,34; мышьяк до 0,01; железо < 0,05; ортоборная кислота 3,60; метакремниевая кислота 14,5.

Содержание токсичных, радиоактивных и других регламентируемых компонентов (железо, кобальт, ванадий, барий, цинк, медь, алюминий, никель, селен, ртуть, хром, марганец, свинец, стронций, мышьяк, литий, кадмий, альфа- и бета-активность, фтор, полифосфаты, фенолы, нитриты, нитраты, аммоний, перманганатная окисляемость, $C_{орг}$) в воде источника 11 находится в концентрациях, допустимых для минеральных питьевых лечебных вод. Органолептические свойства воды (внешний вид, вкус, цвет, запах) удовлетворяют требованиям для минеральных питьевых вод.

Месторождение минеральных вод *Красноусольское 3* (см. рис. 6.2, табл. 6.6, № 16), в геохимическом отношении занимает особое положение. Оно расположено в 1,5 км западнее курорта и представлено источником Горький Ключ (источник 12). Дебит его 40 л/с, *T* воды 6,1–6,5°С. Генетически он не относится непосредственно к Красноусольской группе минеральных вод и приурочен к закарстованным гипсам кунгура, слагающим правый склон долины р. Усолки. Вода источника по составу сульфатная кальциевая с минерализацией 2,2 г/л:

$$N_2\ M\,2{,}2\ \frac{SO^4\,84\ \ HCO^3\,15\ \ Cl\,1}{Ca\,82\ \ Na\,6\ \ Mg\,5}\ pH\,7{,}02\ \ Eh+50\ \ T\,6{,}5.$$

Водорастворенные соли представлены (%): $CaSO_4$ 77, $Ca(HCO_3)_2$ 15, Na_2SO_4 7. От вод Красноусольских источников примерно того же уровня минерализации она отличается несколько пониженным содержанием йода (0,001 мг/л) и брома (0,8 мг/л). Воды данного источника в соответствии с ГОСТ 13273-88 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» относятся к Краинскому типу XI группы сульфатных кальциевых

минеральных вод. Розлив минеральной воды источника 12 под наименованием «Красноусольская» осуществляется в соответствии с ТУ 10 РСФСР 363-88 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые источников РСФСР».

Биологически активные компоненты в воде источника 12 содержатся в небольших количествах и по результатам проведенного анализа составляют (мг/л): бром 0,75; йод 0,34; мышьяк до 0,01; метакремниевая кислота 14,2; ортоборная кислота 2,29; ОВ ($C_{орг}$) 2,82. По активной реакции среды, характеризуемой величиной pH 7,2, исследованная вода является нейтральной. Содержание токсичных, радиоактивных и других регламентируемых компонентов находится в допустимых для минеральных лечебно-столовых вод концентрациях.

Государственной комиссией по запасам полезных ископаемых для курорта Красноусольск по категориям А и В утверждены следующие балансовые эксплуатационные запасы минеральных вод (табл. 6.7).

Для лечения в санатории широко применяются лечебные грязи оз. Сирямь-Туба. Месторождение расположено на первой надпойменной террасе р. Белой в 15 км к северо-востоку от курорта в районе д. Цапаловка. Разрабатывается с 1979 г. Длина озера 3,5 км, ширина до 75 м, средняя

Таблица 6.7

Эксплуатационные запасы минеральных вод курорта Красноусольск [Абдрахманов, Мазитов, Загидуллин, 2007]

Тип вод (назначение использования)	М, г/л	Содержание специфических микрокомпонентов	Эксплуатационные запасы по категориям, $м^3$/сут.		Номера скв. и источников, обосновывающих запасы
			А	В	
Маломинерализованные сульфатные кальциевые (для лечебно-питьевых целей)	1,7–2,5	–	854	–	12
Очень слаборадоновые среднеминерализованные хлоридные натриевые (для лечебно-питьевых целей и бальнеолечения)	7–15	Радон 7–20 нСu/л	5	–	11
Высокоминерализованные хлоридные натриевые (для бальнеолечения)	30–40	–	190	–	4К
Слабосульфидные хлоридные натриевые рассолы (для бальнеолечения)	60–70	Сульфиды 30–40 мг/л	285	–	4/81
Сульфидные средней концентрации хлоридно-натриевые рассолы (для бальнеолечения)	70–80	Сульфиды 70–80 мг/л	–	240	1/79

глубина 1,5 м (максимальная до 3,5 м), площадь 0,1 км^2. Запасы лечебных грязей по категории А равны 93 тыс. м^3, балансовые 81 тыс. м^3 [Абдрахманов, Мазитов, Загидуллин, 2007].

Донные отложения озера представлены черными, темно-серыми и серыми илами. Влажность их 42,6–49,7%, объёмный вес 1,24–1,41, в среднем 1,34 г/см^3, засорённость растительными остатками, песком и ракушей <3% Содержание ОВ 3,8–7,4%, сульфидов 0,13–0,16%. Величина pH 7,1–7,8, Eh –60...–130 мВ. Минерализация грязевого раствора 3,7 г/л, по ионному составу он сульфатный натриево-кальциевый. Формула химического состава раствора грязи:

$$M\,3{,}7\,\frac{SO^4\,86\;\;HCO^3\,8}{Ca\,57\;\;Na\,32\;\;Mg\,11}\,pH\,7{,}1.$$

По данным физико-химических анализов, лечебные иловые грязи старицы Сирямь-Туба являются слабосульфидными низкоминерализованными. Для них характерна уплотненность, повышенная липкость и сравнительно высокое содержание органических веществ. По химическому составу грязь озера в соответствии с МУ 2000/34 «Классификация минеральных вод и лечебных грязей для целей их сертификации» можно рассматривать как пресный сульфидный сапропель Габозерской разновидности.

В настоящее время в санатории «Красноусольск» для применения в лечебной практике используется искусственно приготовленная грязь оз. Сирямь-Туба. Для приготовления искусственной лечебной грязи используется высокоминерализованная (минерализация 28–35 г/л) слабосероводородная (H_2S 10–29 мг/л) хлоридная натриевая вода скважины 4-К.

Химический состав воды, насыщающей лечебную грязь, описывается следующей формулой:

$$M\,35{,}2\,\frac{Cl\,94\;\;SO^4\,5\;\;HCO^3\,1}{(Na+K)\,91\;\;Ca\,6\;\;Mg\,3}\,pH\,6{,}1.$$

Консистенция грязи мазеподобная, цвет черный, запах болотный слабосероводородный, влажность 45,6–54,1%. Содержание элементов, способных оказывать токсическое действие, в жидкой фазе илового раствора лечебной грязи оз. Сирямь-Туба не превышает ПДК.

Проведенные исследования грязи, приготовленной на основе илов оз. Сирямь-Туба и слабосероводородных хлоридных натриевых высокоминерализованных вод скважины 4-К, показали, что она характеризуется, как сапропелевая грязь класса минерализованных, подкласса сульфидных пелоидов Луневской разновидности, обладает удовлетворительными для лечебных грязей органолептическими, физико-механическими, токсикологическими и радиологическими показателями.

Многолетний (с 1924 г.) опыт комплексного применения природных лечебных факторов, в том числе минеральных вод и лечебных грязей,

в санатории Красноусольск показал их высокую эффективность. В настоящее время санаторий является одной из крупных многопрофильных здравниц России (является центром послеполетной реабилитации космонавтов), где функционируют более 500 коек для лечения болезней пищеварительной, костно-мышечной, нервной, мочеполовой, эндокринной систем, обмена веществ и других заболеваний.

6.3. Минеральные воды Центрально-Уральского поднятия

В пределах этого крупного региона Южного Урала находятся Ассинское месторождение и Катав-Ивановское проявление минеральных лечебных вод, связанные с древнейшими позднепротерозойскими образованиями, выполняющими Инзерский синклинорий.

6.3.1. Ассинское месторождение минеральных вод

Месторождение является уникальным, хотя бы потому, что оно практически единственное на территории Центрально-Уральского поднятия. Оно расположено в 200 км юго-восточнее г. Уфы в районе одноименной ж/д станции (Уфа – Белорецк) Ассы (102 км) Белорецкого района. Воды месторождения используются в настоящее время в санатории «Ассы» на 300 мест. Превышение над уровнем р. Инзер < 50 м. Район характеризуется континентальным климатом, среднегодовая T по ст. Инзер +1,2 °С. В год выпадает 667 мм осадков.

Месторождение расположено в западной бортовой части Инзерского синклинория, являющегося одной из структур Центрально-Уральского поднятия. Синклинорий сложен породами каратауской серии позднего протерозоя (рифея), состоящей снизу вверх из зильмердакской, катавской и инзерской свит, согласно залегающих друг на друге (рис. 6.9). Зильмердакская свита мощностью 750–2 800 м делится на бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую подсвиты, сложенные кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями конгломератов и сланцев. Катавская свита (150–650 м) представлена известняками и мергелями, а инзерская (100–1 000 м) — алевролитами, песчаниками и сланцами.

Ширина синклинория по контуру выхода на поверхность подошвы нугушской подсвиты достигает 20–25 км. Углы падения нугушских пород на крыльях структуры, обеспечивающие их погружение до 800–1 000 м в центральной части синклинория, изменяются от 10 до 35°.

Месторождение представлено восходящими источниками естественного происхождения (количество их достигает 20, суммарный дебит ~ 30 л/с)

в основании левого склона долины речки Юрмаш (правый приток р. Инзер) и двумя неглубокими скважинами (10 и 70 м). Одна из них находится на правобережной пойме речки Юрмаш, а вторая (эксплуатационная) — в нижней части правого склона долины р. Инзер (у ныне существующего санатория). Минеральные воды приурочены к контакту катавских известняков с бедерышинскими песчано-глинистыми сланцами, слагающими крылья и ядро небольшой брахиантиклинали, осложняющей западный борт Инзерского синклинория.

Ассинские минеральные источники изучаются на протяжении вот уже >100 лет. Первое описание Ассинских минеральных вод было сделано в 1889 г. академиком Ф.Н. Чернышевым, а изучение их свойств проведено Б.В. Сулеймановым в 1940 г. Местные жители издавна использовали воду источников при желудочно-кишечных заболеваниях. Детальные исследования источников в 40–50-х гг. проводил Центральный НИИКиФ, в 1977–

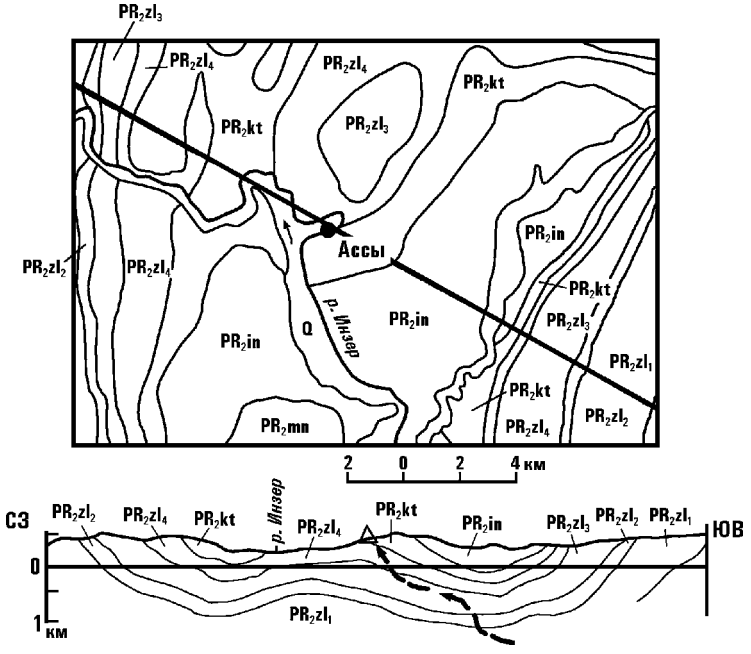


Рис. 6.9. Геологическая карта и профиль Инзерского синклинория [Попов, Абдрахманов, 1999]

Условные обозначения: Q — четвертичный аллювий: гравийно-галечниковые отложения. Верхний протерозой: PR_2in — инзерская свита: алевролиты, песчаники, сланцы; PR_2kt — катавская свита: известняки, мергели; PR_2zl_4 — бедерышинская подсвита: песчаники, алевролиты, аргиллиты; PR_2zl_3 — лемезинская подсвита: песчаники кварцитовидные, прослои сланцев; PR_2zl_2 — нугушская подсвита: алевролиты, аргиллиты, песчаники; PR_2zl_1 — бирьянская подсвита: песчаники, прослои конгломератов. На профиле жирными пунктирными стрелками показано направление движения подземных вод

1981 гг. — Институт геологии УНЦ РАН (В.Г. Попов, Р.Ф. Абдрахманов), а в 1991–1992 гг. — Отдел курортных ресурсов ЕМНЦ. В 2002–2004 гг. ГУП «Геолцентр» выполнена оценка эксплуатационных запасов минеральных вод месторождения [Шевченко, 2007 г.]. Запасы минеральных лечебных вод (источник 1) оценены по категориям В в 40, а C_1 в 200 м^3/сут, лечебно-столовых вод (скв. № 1) по категориям В в 1 м^3/сут и C_2 в 39 м^3/сут. Кроме того, по источникам 3 и 4 определены перспективные ресурсы по категории C_1 в количестве 1350 м^3/сут.

Однако, несмотря на столь длительную историю изучения Ассинских минеральных вод, целый ряд вопросов, касающихся их химического состава и условий формирования, ещё выяснен недостаточно.

Установлено, что по термогидрогеохимическим показателям минеральные источники отчетливо подразделяются на две группы. К первой из них относятся источники с водой хлоридного (сульфатно-хлоридного) натриевого состава (табл. 6.8). Они имеют наиболее высокую минерализацию (8,9–18,9 г/л) и T (15,0–15,3 °С). Представителем этой группы служит источник, используемый в санатории «Ассы» для приготовления лечебных ванн (см. табл. 6.8, № 29):

$$N_2\ M 18{,}5 \frac{Cl\,80\ SO^4\,19\ HCO^3\,1}{Na\,76\ Ca\,14\ Mg\,9\ K\,1}\ pH\,6{,}65\ Eh+30\ T\,15{,}2.$$

Источник находится на левобережном склоне долины р. Юрмаш в 750 м северо-восточнее санатория «Ассы». Выход минеральной воды

Таблица 6.8

Химический состав подземных вод в районе Ассинского месторождения

№№ проб	pH	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	7,5	0,13	91 92,0	5 6,2	1 1,8	22 67,9	2,4 12,3	7,1 19,1	0,5 0,7
2	8,1	0,14	97 89,8	7 8,5	1 1,7	16 45,2	6,1 28,3	10,4 25,4	0,9 1,1
3	8,1	0,22	146 86,0	16 11,9	2 2,1	26,1 46,8	14,6 43,2	13,5 8,9	1,3 1,1
4	8,3	0,24	180 93,1	9 6,0	1 0,9	30,1 46,7	19,4 49,8	2,2 3,1	0,5 0,4
5	7,8	0,34	250 95,3	8 4,0	1 0,7	80,2 93,2	2,4 4,7	1,8 1,9	0,5 0,2
6	7,5	0,36	262 96,0	7,2 3,4	1 0,6	84,2 94,0	1,2 2,2	3,5 3,6	0,5 0,2
7	8,0	0,37	256 87,3	28 12,1	1 0,6	70,1 72,8	14,6 24,9	2,2 2,1	0,5 0,2

Таблица 6.8 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
8	7,3	0,80	341 49,2	65 11,9	157 38,9	104,2 45,7	13,4 9,7	115,5 44,2	1,9 0,4
9	7,8	0,93	189 3,10 21,1	132 2,75 18,7	314 8,86 60,2	90,2 4,5 30,6	34,0 2,8 19,0	166,9 7,26 49,4	6,0 0,15 1,0
10	7,6	1,02	222 22,8	140 18,3	333 58,9	102,2 32,0	31,6 16,2	186,9 51,0	4,5 0,8
11	7,1	1,77	152 8,5	200 14,3	798 77,2	106,2 18,2	43,7 12,3	461,6 68,9	6,5 0,6
12	7,8	1,85	250 13,9	262 18,5	708 67,6	126,3 21,3	41,3 11,5	452,2 66,6	6,5 0,6
13	7,7	1,87	347 19,3	208 14,7	692 66,0	166,3 28,1	34,0 9,5	419,4 61,8	6,9 0,6
14	7,4	2,17	244 11,4	311 18,4	877 70,2	146,8 20,7	61,3 14,3	521,6 64,5	7,4 0,5
15	7,4	2,33	201 8,4	385 20,5	914 71,1	148,3 18,9	59,5 12,6	610,2 67,9	9,2 0,6
16	7,0	2,57	207 8,1	416 20,6	1062 71,3	161,5 19,2	66,9 13,1	648,0 67,1	9,5 0,6
17	7,8	8,92	207 2,3	1388 19,5	4112 78,2	452,9 15,2	156,7 8,7	2576 75,6	27,8 0,5
18	7,1	10,9	238 2,2	1664 19,1	5057 78,7	523 14,4	179,8 8,2	3194 76,7	52,7 0,7
19	6,9	13,7	106 0,8	2168 19,7	6448 79,5	701,4 15,4	247,9 9,0	3936 75,2	44,3 0,4
20	7,3	16,0	140 0,9	2555 19,9	7497 79,2	815 15,2	304,8 9,4	4592 74,9	55,7 0,5
21	7,4	16,7	128 0,8	2692 20,1	7808 79,1	889,8 15,8	311,0 9,1	4814 74,6	54,3 0,5
22	6,8	16,7	134 0,8	2643 19,9	7761 79,3	877,8 15,9	65,6 2,0	5185 81,6	53,4 0,5
23	6,9	17,0	195 1,1	2616 19,1	8063 79,8	925,8 16,2	318,3 9,2	4853 74,1	61,7 0,5
24	7,3	17,4	128 0,7	2724 19,4	8254 79,9	887,8 15,2	315,9 28,9	5080 75,4	51,8 0,5
25	7,2	17,6	134 0,7	2641 18,6	8460 80,7	889,8 14,9	311,0 8,6	5160 75,9	52,2 0,6
26	7,5	17,6	128 0,7	2711 19,1	8384 80,2	883,8 15,0	317,1 8,8	5137 75,8	52,2 0,4
27	7,0	17,7	122 0,7	2769 19,2	8252 80,1	932,1 15,5	342,0 9,0	5185 75,0	58,1 0,5
28	7,0	18,8	125 0,7	2788 18,4	9048 80,9	930,1 14,7	337,1 8,8	5508 76,0	60,9 0,5
29	6,7	18,9	128 0,7	2803 18,4	9105 80,9	917,8 14,4	347,0 9,0	5545 76,1	62,3 0,5

приурочен к трещиноватым, местами закарстованным известнякам приконтактной зоны катавской свиты с песчаниками зильмердакской свиты. Дебит источника стабилен во времени и составляет 4,5–5,0 л/с.

Согласно заключению Екатеринбургского Медицинского научного центра профилактики и здоровья, вода хлоридная натриевая высокой минерализации и по аналогии с минеральными водами Солигаличского типа рекомендована для наружного применения при заболеваниях сердечно-сосудистой системы, центральной и периферической систем, опорно-двигательного аппарата и др.

В солевом составе минеральных вод первой группы, помимо доминирующего среди солей NaCl (74,6–76,5%), присутствуют $CaSO_4$ (14,1–14,9%), $MgCl_2$ (6,5–8,0%), $MgSO_4$ (1,7–3,1%) и $Ca(HCO_3)_2$ (0,4–0,9%). Минеральные источники имеют геохимический тип морской воды (хлормагниевый) и близкую к ней величину коэффициента rNa/rCl (0,89–0,91). Газовый состав вод азотный, содержание $CO_2 < 20$ мг/л. В некоторых выходах в невысоких концентрациях (0,5–1,7 мг/л) обнаруживается H_2S. Величина окислительно-восстановительного потенциала Eh относительно низкая (+20...+40 мВ), pH 6,65–6,95. Из биологически активных микрокомпонентов установлены (мг/л): бром 7,6–8,5; бор (H_3BO_3) 4,4–10,1; кремний (H_2SiO_3) 14,6–22,9; фтор 0,3; мышьяк 0,004–0,008.

Вторая группа включает источники с кислородно-азотными маломинерализованными водами (0,8–2,6 г/л) хлоридного, гидрокарбонатно-хлоридного, сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого, иногда более сложного катионного состава. Среди водорастворенных солей присутствуют (%): NaCl 28,1–68,1; $Ca(HCO_3)_2$ 7,3–33,5; $CaSO_4$ 10,8–16,3; $MgCl_2$ 1,5–24,0 и $CaCl_2$ 2,7–6,0. Термогеохимическая среда характеризуется следующими параметрами: Eh +200...+280 мВ, pH 6,95–7,55, T 7,0–8,5 °C. Концентрации биологически активных микроэлементов несколько ниже, чем в воде источников первой группы (мг/л): бром 4,5; бор (H_3BO_3) 0,8; фтор 0,1. Формула химического состава воды, используемой в санатории в лечебно-питьевых целях (см. табл. 6.8, № 16), следующая:

$$O_2N_2\ M\,2{,}6\ \frac{Cl\,71\ SO^4\,21\ HCO^3\,8}{Na\,67\ Ca\,19\ Mg\,13\ K\,1}\ pH\,6{,}95\ \ Eh + 277\ \ T\,13{,}1.$$

Минеральная вода выведена скважиной с глубины 55–70 м из алевролитов с прослоями сланцев, кварцевых и аркозовых песчаников бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея. Дебит скважины при самоизливе составляет 1,0 л/с.

По заключению ЕМНЦ эта вода обладает удовлетворительными химическими, токсикологическими, радиохимическими и органолептическими показателями. Она относится к лечебно-столовым водам Алма-Атинского типа и показана для лечения больных с заболеваниями желудочно-кишечного тракта, печени, обмена веществ и др.

Пресные подземные воды в районе Ассинского месторождения формируются в зоне региональной трещиноватости осадочных и метаморфических пород позднего протерозоя. Они обладают гидрокарбонатным кальциевым, магниево-кальциевым, иногда натриево-кальциевым составом, минерализацией 0,1–0,4 г/л (см. табл. 6.8, №№ 1–7). Термогидрогеохимическая среда их следующая: pH 6,9–7,4, Eh +300...+400 мВ, *T* 5°С.

Особенность распределения главных ионов в водах с различной минерализацией заключается в том, что её прирост практически всецело обеспечивается за счёт хлора и натрия, увеличивающихся соответственно от 0,001 до 9,1 г/л (0,6–80,9%) и от 0,02 до 5,6 г/л (2,1–76,1%; рис. 6.10, 6.11). С увеличением минерализации (содержания хлора) возрастают также концентрации сульфатного (от 0,005 до 2,8 г/л), кальциевого (от 0,02 до 0,92 г/л) и магниевого (от 0,02 до 0,35 г/л) ионов (рис. 6.12–6.14). Исключение составляет гидрокарбонат-ион, концентрация которого имеет тенденцию к некоторому понижению (от 0,34 до 0,13 г/л; рис. 6.15).

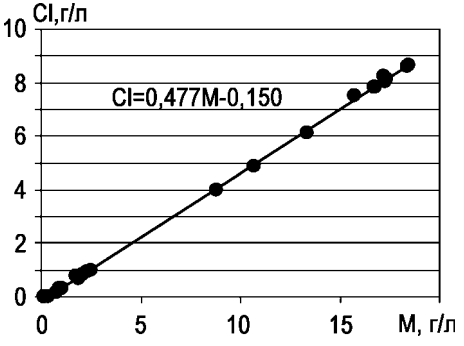


Рис. 6.10. Зависимость минерализации от содержания хлора

Кислотность водной среды мере роста минерализации имеет тенденцию к усилению: в пресных водах величина pH достигает 8,9 а в солёных снижается до 6,5 (рис. 6.16). Поскольку повышение минерализации Ассинских вод сопровождается снижением их щелочности (концентрации гидрокарбонатного иона), обнаруживается положительная связь между HCO_3^- и pH (рис. 6.17).

Существуют две узловые точки, в которых происходит резкое изменение состава и геохимических свойств подземных вод. Первая находится в интервале минерализации 0,4–0,8 г/л, а вторая — 2,6–8,9 г/л. Первая точка знаменует переход от пресных вод к минеральным,

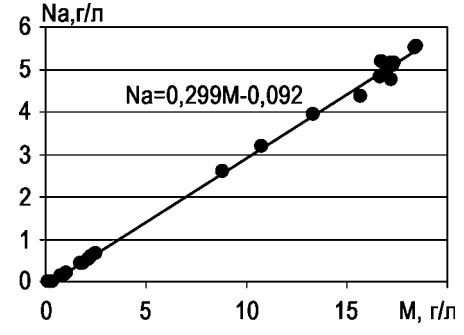


Рис. 6.11. Зависимость минерализации от содержания натрия

а вторая отражает границу между указанными геохимическими группами минеральных вод. Концентрации хлора и натрия в первом интервале увеличиваются соответственно от 1 до 157 и от 2 до 116 мг/л, а во втором — от 1,1 до 4,1 и от 0,7 до 2,1 г/л. В этих интервалах происходят изменения в температурном режиме и окислительно-восстановительном состоянии вод, обусловленные процессами смешения вод различного химического состава и происхождения.

Результаты математико-статистической обработки гидрогеохимических данных приведены в табл. 6.9 и 6.10.

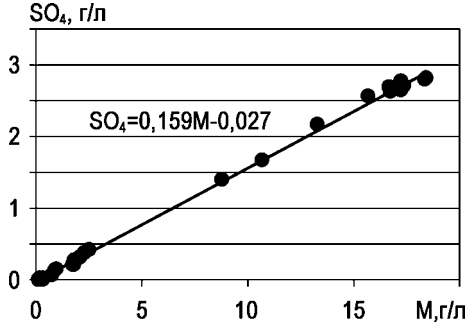


Рис. 6.12. Зависимость минерализации от содержания сульфатного иона

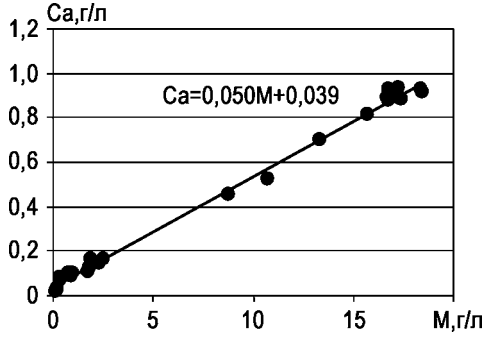


Рис. 6.13. Зависимость минерализации от содержания кальция

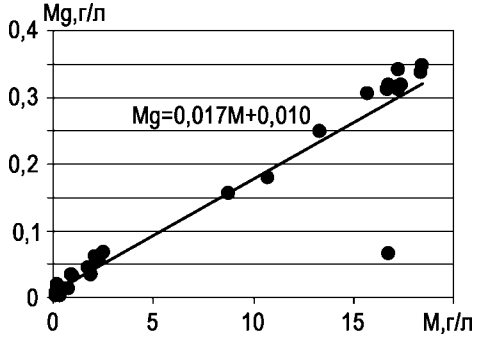


Рис. 6.14. Зависимость минерализации от содержания магния

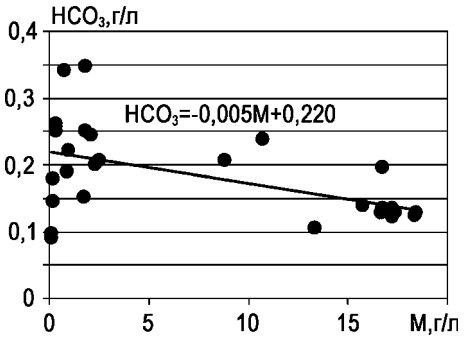


Рис. 6.15. Связь между минерализацией и HCO_3^-

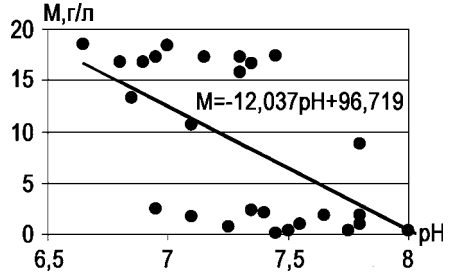


Рис. 6.16. Зависимость pH от минерализации

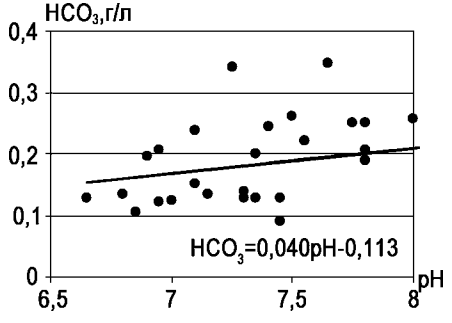


Рис. 6.17. Зависимость pH от содержания HCO_3^-

Из таблицы 6.9 следует, что главный вклад в минерализацию Ассинских вод вносят хлор (3,5 г/л, или 46%), натрий (2,2 г/л, или 29%) и сульфат-ион (1,2 г/л, или 16%). Остальные ионы в солевом составе занимают резко подчинённое положение: концентрация их составляет десятки—первые сотни миллиграммов в литре, а суммарное содержание меньше 10%. Главные ионы, судя по параметрам S и S^2, отличаются и наибольшей вариабельностью. Распределение их отвечает нормальному закону (Z_A и $Z_E < 3$).

Интересные данные, характеризующие связи между отдельными компонентами минеральных вод, содержатся в таблице 6.10. Первое, что обращает на себя внимание, это обилие функциональных связей (r 0,934—0,999) минерализации почти со всеми компонентами ионного состава

Таблица 6.9

Статические характеристики геохимических параметров подземных вод Ассинского месторождения (N = 29)

Наименование характеристик	M	Ингредиенты						
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
$\overline{X}$, мг/л	7644	184,4	1184,8	3499,2	417,5	137,95	2194,69	25,88
S	7714,13	68,72	1223,88	3682,74	383,18	137,52	2310,10	25,58
S^2	59507848	4723	1497878	13562579	146825	18911	5336544	654,42
Sr, %	100,91	37,27	103,29	105,24	91,78	99,68	105,26	98,85
A	0,36	0,76	0,34	0,37	0,37	0,52	0,37	0,32
E	–1,85	–0,01	–1,87	–1,84	–1,82	–1,63	–1,82	–1,88
Z_A	0,79	1,67	0,75	0,81	0,81	1,14	0,81	0,71
Z_E	–2,03	–0,01	–2,06	–2,02	–2,00	–1,79	–2,00	–2,06

Таблица 6.10

Корреляционная матрица геохимических параметров подземных вод Ассинского месторождения (N = 29)

Параметры	M	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
M	1	–0,526	0,999	0,999	0,998	0,943	0,999	0,988
HCO_3^-		1	–0,535	–0,536	–0,499	–0,504	–0,532	–0,493
SO_4^{2-}			1	0,999	0,998	0,943	0,997	0,988
Cl^-				1	0,998	0,945	0,998	0,987
Ca^{2+}					1	0,941	0,996	0,984
Mg^{2+}						1	0,934	0,937
Na^+							1	0,986
K^+								1

воды и отдельных компонентов между собой. Для маломинерализованных регионально-трещинных вод зоны выветривания Центрально-Уральского поднятия, как было показано в разделе 4.1.3, корреляционные гидрогеохимические зависимости имели совершенно другой характер. Несомненно, что эти принципиальные различия в поведении химических компонентов в пресных и минеральных водах региона объясняются различными условиями формирования и генетическими особенностями этих вод.

В формировании ионно-солевого состава пресных (ультрапресных) инфильтрогенных вод принимает участие целый ряд процессов и факторов: углекислотное выщелачивание (гидролиз) полиминеральных алюмосиликатных и силикатных пород, окисление органических и сульфидных соединений, поступление веществ с атмосферными осадками, гидродинамические особенности и др.

Минеральные же воды Ассинского месторождения имеют в своей основе единую талассогенную седиментогенную составляющую, в которой

отдельные компоненты ионно-солевого состава изначально генетически тесно связаны между собой и с величиной минерализации. При интенсивной восходящей разгрузке минерализованных вод с глубины к поверхности происходит их разубоживание пресными инфильтрогенными водами. Минерализация исходного раствора при этом уменьшается, но в основном сохраняются те же соотношения между ионами, что существовали в исходной морской воде.

Исключение представляет гидрокарбонатный ион, который с минерализацией и главными ионами имеет отрицательную среднюю по величине связь (r –0,499...–0,535). И это тоже понятно, так как HCO_3^- генетически не связан с глубинным источником привноса вещества и образуется в зоне гипергенеза при растворении в атмосферной воде биохимического CO_2.

К ранее приведенным зависимостям между гидрогеохимическими показателями следует добавить графики связей $Cl–SO_4$, $Ca–SO_4$, $Na–SO_4$ и Na–Mg (рис. 6.18–6.21), позволяющих более полно познать условия формирования минеральных вод. Среди перечисленных ионов генетическую связь, заимствованную от исходных морских вод, имеют натрий и магний. Остальные зависимости, и в первую очередь между кальциевым и сульфатным ионами, имеют в основном вторичный характер. Как будет показано далее, поступление в минеральные воды Ca^{2+} происходит в ре-

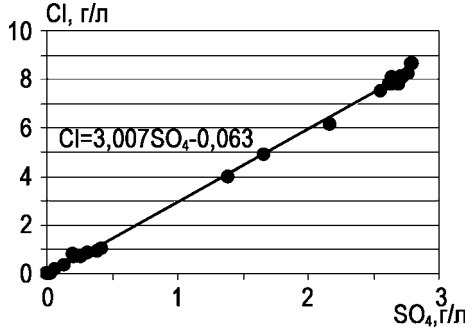


Рис. 6.18. Связь между Cl^- и SO_4^{2-}

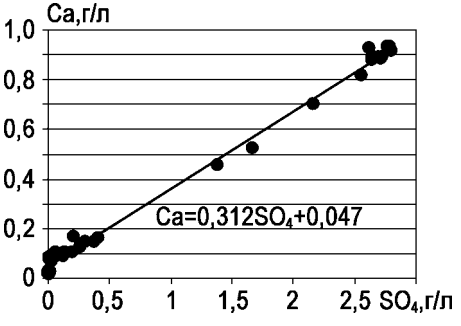


Рис. 6.19. Связь между SO_4^{2-} и Ca^{2+}

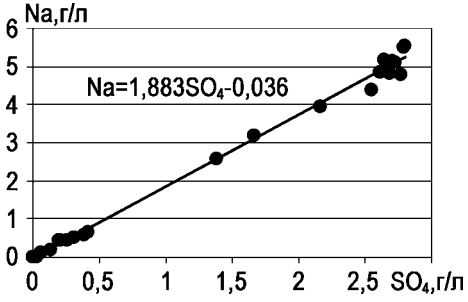


Рис. 6.20. Связь между SO_4^{2-} и Na^+

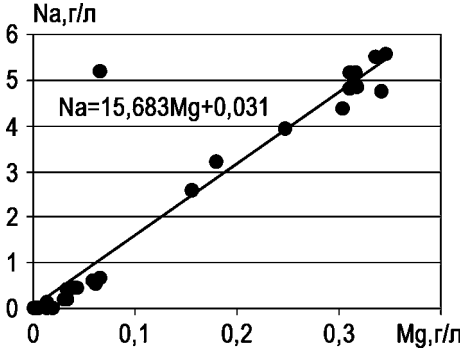


Рис. 6.21. Связь между Na^+ и Mg^{2+}

зультате обменно-адсорбционных процессов, а SO_4^{2-} — окисления H_2S, происходящих не в глубинных условиях, а в зоне гипергенеза.

Участие процессов смешения природных растворов с различной степенью минерализации в формировании геохимической гаммы Ассинских минеральных вод вполне очевидно. Судя по всему, исходными для них служат маломинерализованные метеогенные воды катавских и инзерских отложений и солёные воды (возможно, слабые рассолы) морского происхождения, выдавливаемые под влиянием гидростатического давления из наиболее погруженных частей Инзерского синклинория.

Особенности процесса смешения показаны на рис. 6.22. Для его построения в качестве исходных (№ 1 и № 7) использованы пресная (0,2 г/л) вода катавских карбонатных пород и морская вода с нормальной солёностью (36 г/л). Как уже указывалось и следует из приведенного графика, с ростом минерализации наблюдается одновременное увеличение содержания ионов Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, Mg^{2+} и Ca^{2+}. Однако детальный анализ гидрогеохимических данных показал, что характер распределения компонентов в промежуточных водах более сложен, чем это следует из линейного закона смешения А.Н. Огильви: $y = ax+b$[9].

[9] В связи с очень низкой минерализацией одной из участвующих в смешении вод коэффициент b близок к нулю, и уравнение приводится к виду y=ax.

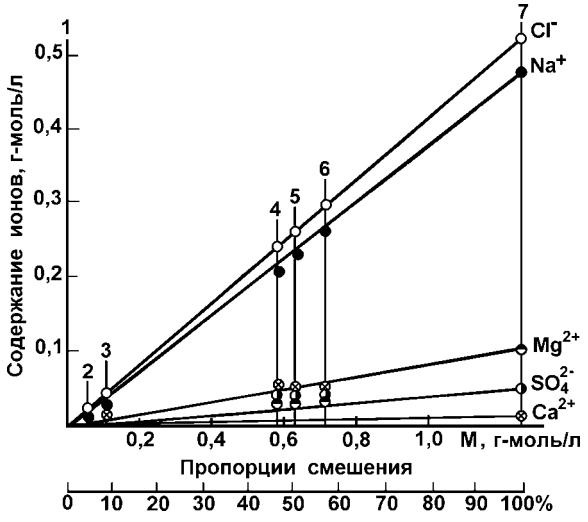


Рис. 6.22. График смешения Ассинских минеральных вод
Цифры на графике: 2–6 — минеральные источники; 1 и 7 — исходные воды

Как видно, линейному закону полностью отвечает распределение только хлоридного иона, который обладает наиболее высокими миграционными возможностями в подземной гидросфере, поскольку не сорбируется коллоидными системами и не накапливается биогенным путем. Фигуративные точки хлора в смешанных водах находятся строго на прямой, соединяющей соответствующие точки исходных вод с минимальной и максимальной минерализацией.

Отклонение от корреляционных прямых фигуративных точек натрия и магния (в сторону уменьшения концентрации) и кальция (увеличение содержания), надо полагать, связано с обменно-адсорбционными процессами между разгружающимися с глубины хлоридными магниево-натриевыми водами и глинистыми терригенными породами, содержащими в поглощённом комплексе адсорбированный кальций:

$$2NaCl\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}) \leftrightarrow CaCl_2\ (\text{вода}) + 2Na^{+}\ (\text{адс.}),$$
$$MgCl_2\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}) \leftrightarrow CaCl_2\ (\text{вода}) + Mg^{2+}\ (\text{адс.}).$$

В соответствии с принципом электронейтральности системы «твердая фаза – раствор» эти реакции подчиняются закону действующих масс. Если они реализуются одновременно или в близких временных рамках, то сумма молярных концентраций натрия и магния, адсорбированных породой из воды, должна быть равной молярной концентрации десорбированного и поступившего в раствор кальция. Это условие, как видно из графика смешения (см. рис. 6.22, № 2–6), соблюдается: $rCa \cong rNa + rMg$.

Не вполне отвечает линейному закону смешения и поведение сульфат-иона в промежуточных водных смесях (№ 4–6). Концентрация SO_4^{2-} в них при линейном распределении должна быть на уровне 20–25 ммоль/л, фактически же она составляет 45–50 ммоль/л (2,2–2,7 г/л). Причина такого несоответствия заключается, скорее всего, в различном состоянии серы в глубинных и приповерхностных условиях. В первом случае она представлена в виде H_2S и отчасти SO_4^{2-}. По мере восходящей разгрузки сульфидного газоводного флюида происходит последовательное окисление сероводорода и его продукта серы по схеме:

$$2H_2S + O_2 = 2H_2O + 2S,$$
$$2S + 3O_2 + 2H_2O = 2SO_4^{2-} + 4H^+.$$

В результате в растворе увеличивается концентрация сульфат-иона и снижается содержание сероводорода, что отвечает геохимической среде Ассинских минеральных вод. В соответствии с этими представлениями, для получения в санатории Ассы нового типа сероводородных бальнеологических вод необходимо бурение скважины глубиной 150–200 м на бедерышинские отложения (см. разрез на рис. 6.9). Следует полагать, что на этой глубине окислительные процессы не будут оказывать влияния на газовый состав минеральных вод.

С помощью графика легко устанавливаются пропорции смешения. Так, в водах источников первой группы (№№ 4–6) содержатся примерно равные доли метеогенной и талассогенной составляющей, тогда как в водах источников второй группы (№№ 2 и 3) количество глубинного рассола $< 10\%$.

Присутствие глубинной составляющей в минеральных водах подтверждается также и результатами изучения их гелиеносности. На содержание гелия было опробовано около 40 водопунктов, в том числе 10 минеральных источников.

Установлено, что приповерхностное поле гелия Инзерского синклинория в районе Ассинского месторождения отличается сильной изменчивостью: амплитуда содержания Не в подземных водах достигает трех порядков: $n\times(10^{-5}–10^{-3})$ мл/л. Минимальная (фоновая) концентрация Не $(4–8)\times10^{-5}$ мл/л, равновесная с атмосферной ($5{,}2\times10^{-5}$ мл/л), свойственна водам зоны экзогенной трещиноватости катавских и зильмердакских отложений, не связанным с глубинным источником привноса вещества. Это пресные гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые воды, формирование химического состава которых всецело осуществляется за счет процессов выщелачивания и гидролиза карбонатно-терригенных пород позднего протерозоя.

В противоположность им Ассинские минеральные воды характеризуются аномальными концентрациями гелия: $(4{,}9–11)\times10^{-2}$ мл/л для источников первой группы, $(1{,}7–15)\times10^{-3}$ мл/л для источников второй. Связь

гелия с хлором (минерализацией), *T* и величиной Eh — прямая (рис. 6.23). Это, с одной стороны, свидетельствует о разбавлении субтермальных глубинных соленых вод, формирующихся в восстановительной геохимической обстановке, холодными пресными кислородсодержащими водами, а с другой — о совместных путях миграции с глубины гелия и подземных вод в виде единого хлоридного газоводного флюида (N_2, H_2S, He).

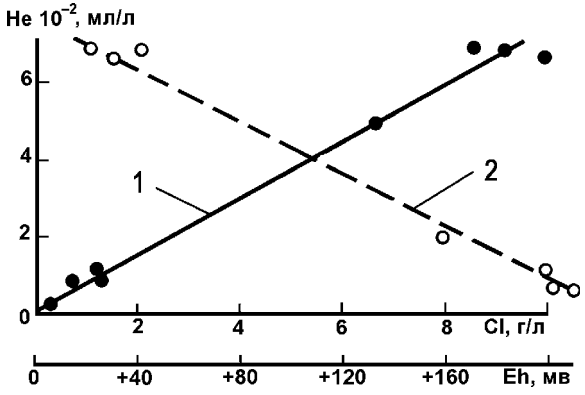


Рис. 6.23. Связь гелия с хлором (1) и Eh (2)

В ходе восходящей разгрузки, помимо простого разубоживания его, судя по всему, происходит слабая метаморфизация воды за счёт обменно-адсорбционных процессов в глинистых породах, в результате чего в наименее минерализованных смесях появляется в небольших количествах хлористый кальций.

Величина геотермического градиента в Башкирском мегантиклинории составляет 1,1°С/100 м [Сальников, Попов, 1982], глубина залегания и температура нейтрального слоя — 25 м и 4°С. Исходя из этих данных, а также принимая во внимание температуру минеральных источников (15,0–15,5°С), рассчитана глубина формирования питающих источники струй. Она составляет 950–1 000 м и соответствует максимальному погружению зильмердакской свиты в Инзерском синклинории.

В заключение характеристики Ассинских минеральных вод необходимо указать, что результаты регрессионного анализа гидрогеохимических данных могут быть использованы для расчёта концентраций компонентов химического состава, минуя аналитические лабораторные операции. Так как многие из них связаны между собой функциональными зависимостями ($r > 0,95$), точность определения концентраций элементов математическим путём будет довольно высокой. Тем самым представляется возможной постановка эффективного гидрогеохимического мониторинга и контроля над качеством минеральных вод в условиях разработки Ассинского месторождения.

6.3.2. Катав-Ивановское проявление

Источник минеральных питьевых вод «Катавский» расположен в основании левого берега долины р. Нилы в 3 км южнее г. Катав-Ивановск (см. рис. 3.1). Известен со второй половины XVIII века. Приурочен к трещиноватым кварцевым песчаникам зигазино-комаровской свиты среднего рифея (юрматинская серия) в северо-восточном продолжении Инзерского синклинория. Источник представляет пластовый выход (~100 м). Дебит отдельных выходов составляет 1,5–2,0 л/с. Суммарный дебит, по нашей оценке (26.06.2009 г.), ~10 л/с, а по данным Н.Д. Буданова [1964], он достигает 20–25 л/с. Один из выходов с дебитом 1,5–2,0 л/с каптирован. Источник ранее (до 1997 г.) был хорошо обустроен (чего, к сожалению, нет в настоящее время), минеральную воду цистернами вывозили, разливали в бутылки и реализовали через розничную сеть как «Источник Катавский».

Химический состав источника хлоридный натриевый, минерализация 4,2 г/л (см. табл. 4.16), T ~13°С. Судя по этим данным, а также расположению источника в структуре Инзерского синклинория, он, как и Ассинские минеральные источники, генетически связан с процессами смешения солёных глубинных вод с пресными водами зоны интенсивной циркуляции.

В районе Катав-Ивановского источника пробурена скважина глубиной 340 м, вскрывшая те же юрматинские отложения. Минерализация воды на этой глубине уже достигает 8,3 г/л при хлоридном натриевом составе [Ковальчук, 1985]. Содержание брома 1,39 (в источнике 0,8), бора 0,65 (в источнике 1,0) мг/л. Формула химического состава воды скважины следующая:

$$M\,8{,}3\,\frac{\mathrm{Cl}\,83\ \mathrm{SO}^4\,14\ \mathrm{HCO}^3\,2}{\mathrm{Na}\,83\ \mathrm{Ca}\,10\ \mathrm{Mg}\,7}.$$

6.4. Минеральные воды Магнитогорского мегасинклинория

В Магнитогорском мегасинклинории создались более благоприятные условия для формирования минеральных вод, чем в Центрально-Уральском поднятии. Как уже отмечалось в главе 2, здесь преимущественным развитием пользуются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования палеозоя и мезозоя.

6.4.1. Особенности размещения минеральных вод

В вулканогенно-осадочных образованиях Магнитогорского мегасинклинория установлены две группы лечебных вод: без «специфических» компонентов и свойств и полиметальные. Имеются отрывочные сведения

о наличии в глубоких частях структуры метановых бромных соленых вод и рассолов.

Воды без «специфических» компонентов и свойств. Воды этой группы наиболее широко представлены в Зауралье. Они отличаются относительно неглубоким залеганием и приурочены к породам различного возраста и происхождения. Учитывая генезис и вещественный состав водовмещающих пород, определяющих условия формирования и геохимические особенности вод, следует рассмотреть отдельно минеральные воды осадочных и вулканогенных образований.

Основными *осадочными коллекторами минеральных вод* служат кизильская, зилаирская и уртазымская свиты. Воды вскрываются на глубине от 10–15 до 80–100 м и связаны с зоной экзогенной трещиноватости терригенных (песчаники, алевролиты, сланцы) и закарстованности карбонатных (известняки, доломиты) пород. Дебит скважин изменяется в очень широком диапазоне: от 0,2–0,5 до 5–8 л/с при понижении 0,1–70 м. Удельный дебит составляет чаще всего 0,2–0,4 л/с×м при крайних значениях 0,01 и 5,2 л/с×м. Наиболее водообильными, как правило, являются закарстованные карбонатные породы кизильской свиты.

Характерной чертой «неспецифических» минеральных вод Зауралья, независимо от принадлежности к осадочным или вулканогенным породам, служит их сложный химический состав. Здесь не обнаружены воды «простого» («чистого») химического состава, такие как, например, гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые, которые широко развиты в Предуралье [Абдрахманов, Попов, 1999]. Очень редки сульфатные кальциевые воды.

В 70% случаев минеральные воды осадочных пород пяти- и шестикомпонентные. Обычно это гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные кальциево-магниево-натриевые, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниево-кальциевые, сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые природные водные растворы с минерализацией 1,4–1,8 г/л (табл. 6.11). Редко она повышается до 2,3–2,6 г/л или снижается до 1,2 г/л.

В подобной гидрогеохимической ситуации, естественно, сложен и солевой состав вод. Во всех проанализированных пробах главную роль играют три соли (%): NaCl 17–50, $Ca(HCO_3)_2$ 13–27 и $MgSO_4$ 4–39. Примерно в половине из них присутствуют Na_2SO_4 (5–29%) и $CaSO_4$ (6–21%), в 1/3 — $Mg(HCO_3)_2$ (3–15%). Не отмечены соли-антагонисты $NaHCO_3$ и $CaCl_2$. Тип воды II (сульфатнонатриевый) или IIIа (хлормагниевый). Воды кислородно-азотные, pH 6,9–8,3. Согласно ГОСТу 13273-88, они относятся к Луганскому типу минеральных вод.

Примерно 25% проб представлены четырехкомпонентными водами: гидрокарбонатно-сульфатными магниево-натриевыми и магниево-кальциевыми, сульфатно-хлоридными кальциево-магниевыми и кальциево-натриевыми (см. табл. 6.11). Минерализация их 1,0–1,9 г/л. Солевой состав

Таблица 6.11

Химический состав минеральных вод осадочных пород Магнитогорского мегасинклинория

№№ проб	Место взятия пробы, глубина, м	Водовмещающие породы, их возраст	М, г/л	Ингредиенты, мг/л, % моль						Индекс состава воды
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	д. Акимбетово, 30	гравийно-галечные образования, $N_3^2–Q_1$	1,0	176,9 8,9	140,2 89,9	14,2 1,2	523,0 80,2	47,4 12,0	58,2 7,8	S_{II}^{Ca}
2	150 м З с. Янгельское, 40	известняки, C_1v_{2-3}	1,2	280,6 24,8	451,8 50,8	159,8 24,4	90,0 23,8	89,0 38,8	162,4 37,4	$ClCS_{II}^{CaNaMg}$
3	С д. Нижне-Абдряшево, 34	известняки, C_1v	1,3	256,4 27,4	440,0 59,8	70,0 12,8	464,9 75,3	92,4 24,7	– –	CS_{II}^{MgCa}
4	отд. Комсомольское, свх. Зилаирский, 80	известняки, сланцы, C_1v_{2-3}	1,4	341,1 26,6	194,0 19,2	404,7 54,2	64,1 15,5	18,2 7,2	368,0 77,3	$SCCl_I^{Na}$
5	д. Куянтаево, 52	сланцы, D_3f	1,4	329,4 25,6	256,0 25,2	369,2 49,2	58,0 13,8	91,2 35,7	243,8 50,5	$SCCl_{II}^{MgNa}$
6	отд. Уральское Зилаирского зерносовхоза	известковистые глинистые сланцы, C_2m	1,5	439,2 34,5	537,6 53,7	86,9 11,8	48,1 11,5	66,6 26,3	298,8 62,2	CS_{II}^{MgCa}
7	100 м Ю–З д. Гусево, 43	сланцы, D_3fm	1,6	427,0 28,9	417,4 35,9	301,8 35,2	118,0 24,4	52,8 18,0	319,7 57,6	$CCIS_{II}^{CaNa}$
8	1 км Ю д. Казанка, 47	песчаники, D_3fm	1,6	329,4 21,8	386,4 32,5	401,2 45,7	149,0 30,0	72,8 24,1	263,1 45,9	$CSCl_{II}^{MgCaNa}$
9	свх. Урал, 25	туфопесчаники, известковистые песчаники, $C_1t_2–v_1$	1,7	250,1 14,9	557,3 42,2	351,4 35,9	159,1 28,8	77,1 23,1	307,0 48,1	ClS_{II}^{MgCaNa}

Таблица 6.11 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
10	600 м С–З 1 отд. свх. Янгельский, 50	известняки, C_1t	1,7	512,4 35,2	486,9 42,5	188,2 22,3	86,0 18,1	50,4 17,5	351,2 64,4	$ClCS_{II}^{Na}$
11	пос. Октябрьский, свх. Зилаирский, 100	известняки, C_1v_{2-3}	1,8	353,8 19,3	371,0 25,6	589,3 55,1	168,3 27,9	97,3 26,6	315,1 45,5	SCl_{IIIa}^{MgCaNa}
12	свх. Зилаирский, 60	известняки $C_1v_{2\ 3}$	1,8	379,4 24,0	720,0 57,9	166,0 18,1	64,1 10,5	58,3 15,7	411,5 73,8	CS_{II}^{Na}
13	180 м. С с. Сосновка, 62	песчаники. $C_1v_{2\ 3}$	1,8	225,7 12,9	336,2 24,4	639,0 62,7	184,4 32,1	96,1 27,5	266,8 40,4	SCl_{IIIa}^{CaNa}
14	425 м Ю–З 2 отд., 50	песчаники, D_3f	1,9	244,0 13,5	451,9 31,6	577,5 54,9	170,0 28,7	66,0 18,4	360,3 52,9	SCl_{IIIa}^{CaNa}
15	пос. Янгельский, 60	известняки C_1v_{2-3}	2,6	414,8 16,3	679,4 34,0	734,9 49,7	217,6 26,3	155,1 30,9	406,9 42,8	SCl_{IIIa}^{CaMgNa}
16	3,5 км С–З пос. Казанский, 3,5	глинистые сланцы, $D_3fm–C_1t$	3,7	378,2 11,4	2 123 81,1	144,5 7,0	233,0 21,3	166,6 25,1	672,3 53,6	S_{II}^{CaMgNa}

вод очень сложный, т. к. кроме $Ca(HCO_3)_2$ (5–27%) и NaCl (16–52%) установлены $MgSO_4$ (до 25%), Na_2SO_4 (до 43%), $CaSO_4$ (<48%), $Mg(HCO_3)_2$ (<12%), а также $CaCl_2$ (<20%). Последняя соль определяет принадлежность отдельных проб воды к типу III б (хлоркальциевому). По химическому составу гидрокарбонатно-сульфатные воды близки минеральным водам Кишиневского и Ачалукского типов, а сульфатно-хлоридные — Алма-Атинского, Ижевского, Хиловского, Лысогорского.

И, наконец, очень редки (5% проб) воды сульфатного кальциевого ($CaSO_4$ >70%), хлоридного натриевого (NaCl 80%) и гидрокарбонатно-сульфатного натриевого (Na_2SO_4 56%) состава (см. табл. 6.11).

Основные статистические параметры описанных вод приведены в табл. 6.12. Средняя глубина, с которой отбирались пробы вод, равна 44 м, средняя минерализация на ней — 1,9 г/л. Она складывается главным образом из SO_4^{2-} и Cl^-, средняя концентрация которых близка (0,52 и 0,6 г/л соответственно). Содержание HCO_3^- значительно уступает им (0,33 г/л). Подобная же ситуация сложилась и в катионном составе: преобладают Na^+ (0,29 г/л) и Ca^{2+} (0,2 г/л), Mg^{2+} имеет резко подчиненное значение (0,09 г/л).

Распределение минерализации и главных ионов (за исключением HCO_3^-), судя по величинам Z_A (4,6–13,6) и Z_E (5,1–35,4), сильно отличается от нормального закона (см. табл. 6.12). Гистограммы также подтверждают это положение.

Для предварительной оценки тесноты связи между отдельными параметрами минеральных вод построены графики зависимости («поля корреляции»)[10], затем рассчитаны коэффициенты парной корреляции (табл. 6.13).

Значительные и тесные стохастические (вероятностные) связи, показывающие источники формирования минерализации, отмечены между минерализацией и всеми ионами (исключая HCO_3^-). Положительные значимые связи выявлены между SO_4^{2-}–Ca^{2+}, SO_4^{2-}–Mg^{2+}, SO_4^{2-}–Na^+, Cl^-–Ca^{2+}, Cl^-–Mg^{2+}, Ca^{2+}–Mg^{2+}. Отрицательные связи выявлены между H–SO_4^{2-}, HCO_3^-–Cl^-, HCO_3^-–Ca^{2+}.

Примечателен факт отсутствия значимых связей минерализации и концентрации главных ионов минеральных вод осадочных пород с параметром географической широты L, показывающим удаление минерального источника от южной границы Башкирского Зауралья. Этот факт может рассматриваться как аргумент в пользу того, что усиливающиеся к югу аридизация климата и процессы континентального засоления не оказывают решающего влияния на формирование состава минеральных вод. Надо полагать, что главная гидрогеохимическая роль принадлежит растворению и экстракции хлоридных, сульфатных и бикарбонатных солей из самих

[10] Здесь они не приводятся.

Таблица 6.12

Статистические характеристики основных параметров минеральных вод осадочных пород Магнитогорского мегасинклинория (N = 45)

Наименование характеристик	Значение параметров								
	H	M	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	L
Среднее арифметическое $\overline{X}$	44,1	1885,2	327,8	518,8	604,8	203,1	90,7	291,9	104,9
Дисперсия S^2	685,6	861217,3	12599,1	143872,4	1019427,6	29528,0	5431,1	25412,8	2347,9
Стандартное отклонение S	26,18	928,02	112,25	379,31	1609,67	171,84	73,70	159,41	48,46
Вариация (%) Sr	59,41	49,23	34,25	73,12	166,95	84,59	81,25	54,61	46,20
Асимметрия A	1,66	2,42	0,02	2,64	4,72	2,06	3,45	1,59	0,04
Эксцесс E	4,13	5,14	–0,40	7,45	23,93	3,42	12,00	5,58	0,88
Относительная асимметрия Z_A	4,80	7,00	0,05	7,65	13,65	5,96	9,97	4,59	0,11
Относительный эксцесс Z_E	6,12	7,62	0,60	11,03	35,42	5,07	17,76	8,25	1,31

Примечание. Единицы измерения: H — м, L — км, остальных параметров — мг/л.

Таблица 6.13

Корреляционная матрица основных параметров минеральных вод осадочных пород Магнитогорского мегасинклинория

Параметры	H	M	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	L
H	1,000	–0,202	0,176	–0,300	–0,010	–0,261	–0,255	0,096	0,091
M		1,000	0,028	0,675	0,359	0,700	0,785	0,659	0,177
HCO_3^-			1,000	0,040	–0,431	–0,335	–0,093	0,133	0,209
SO_4^{2-}				1,000	–0,035	0,408	0,295	0,533	0,065
Cl^-					1,000	0,704	0,315	0,235	–0,035
Ca^{2+}						1,000	0,061	0,219	–0,127
Mg^{2+}							1,000	0,199	0,129
$Na^+ + K^+$								1,000	0,342
L									1,000

водовмещающих осадков, а также сопутствующим явлениям метаморфизации вод в ходе дедоломитизации, обменной адсорбции и др.

Вместе с тем существует тенденция увеличения минерализации вод (за счёт сульфатов и хлоридов) от речных долин, где породы наиболее водопроницаемы (трещиноваты) и промыты, к водоразделам, в пределах которых фильтрационные свойства пород более низкие. К тому же здесь они перекрыты чехлом глинистых мезозойско-кайнозойских осадков.

Представление о геохимии подземных вод осадочных пород в глубоких частях синклинория дает параметрическая скважина № 2 Уральского профиля. Ею в кизильских известняках на глубине 3856–3932 м вскрыты хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 62,8 г/л (см. табл. 4.16).

В *эффузивной формации* мегасинклинория минеральные воды без «специфических» компонентов и свойств приурочены к порфиритам, диабазам, риолитам и их туфам силура, девона (живетский и франский ярусы) и нижнего карбона (березовская свита). Воды залегают в зоне выветривания на глубине от нескольких до 60 м, иногда более. Водообильность вулканогенных пород характеризуется дебитом скважин 0,4–3 л/с при понижении 0,7–45,0 м; удельный дебит — 0,01–0,1, иногда 0,9–2,0 л/с×м.

Минеральные воды имеют сложный химический состав (шести-, пяти-, иногда четырехкомпонентный): гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниево-натриевый, сульфатно-хлоридный натриево-магниевый и кальциево-магниевый. Минерализация воды колеблется в пределах 1–2,3 г/л (табл. 6.14). Газовый состав вод атмосферного происхождения; величина pH 7,2–8,8, т.е. воды слабощелочные и щелочные.

Среди водорастворенных солей доминируют (%): NaCl 19–63, $MgSO_4$ 6–27 и $Ca(HCO_3)_2$ 11–26. В половине проб установлены $MgCl_2$ (2–37%),

Таблица 6.14

Химический состав минеральных вод вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклинория

№№ проб	Место взятия пробы, глубина, м	Водовмещающие породы, их возраст	М, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	пос. Октябрьский, 40	туффиты, D_3f	1,0	122,0 12,1	252,4 31,7	330,1 56,2	118,0 35,7	90,0 44,9	73,6 19,4	SCl^{NaCaMg}_{IIIa}
2	район д. Ново-Петровский, 35–86,1	туфы диабазов, $S+D$	1,0	244,1 26,8	359,7 50,2	121,3 23,0	40,1 13,4	51,1 28,2	200,2 58,4	$ClCS^{MgNa}_{II}$
3	р-н д. Ново-Абдулнасырово, 6–31,1	порфириты, $C_1t_2–v_1$	1,0	305,1 34,2	129,7 18,5	245,7 47,3	70,1 23,9	42,0 23,6	176,6 52,5	CCl^{MgCaNa}_{II}
4	с. Матраево, 90	туфопесчаники, D_3fm	1,2	341,6 30,7	271,7 31,0	248,2 38,3	212,4 52,5	75,4 30,7	78,5 16,8	$CSCl^{MgCa}_{IIIa}$
5	18 км В от д. Альмухаметово, 46	туфобрекчии, порфириты $C_1t_2–v_1$	1,3	231,8 17,8	216,0 21,2	459,6 61,0	52,0 12,3	126,0 49,2	186,3 38,5	SCl^{NaMg}_{IIIa}
6	свх. Урал, 14,4–45,7	порфириты, $C_1t_2–v_1$	1,3	231,9 17,9	216,1 21,2	457,4 60,9	52,1 12,3	126,5 49,1	188,5 38,6	SCl^{NaMg}_{IIIa}
7	200 м Ю от д. Ишмурзино, 40	порфириты, D_1	1,3	378,2 31,1	311,6 31,6	256,6 36,3	76,0 19,0	94,8 39,1	192,5 41,9	$CSCl^{MgNa}_{IIIa}$
8	250 м СЗ от д. Салаватово, 50	порфириты, D_3f	1,7	500,2 33,1	524,4 44,2	198,8 22,7	126,0 25,3	79,2 26,1	278,8 48,6	$ClCS^{CaMgNa}_{II}$
9	150 м С от д. 4-е отделение, 57	порфириты, $D_2žv_2–D_3f$	1,8	414,8 24,0	444,0 32,5	436,5 43,5	138,0 24,5	129,6 37,9	244,7 37,6	$CSCl^{CaNaMg}_{IIIa}$
10	район д. Сукраково, 66,8	туфы кислого состава, $S+D$	2,0	427,1 24,4	602,3 43,8	322,7 31,8	187,3 32,6	36,4 10,4	374,7 57,0	$CCIS^{CaNa}_{II}$
11	200 Ю от с. Островное, 55	туфы, D_2	2,2	256,2 11,7	580,8 33,7	695,8 54,6	158,0 22,1	115,2 26,5	422,9 51,4	SCl^{CaMgNa}_{IIIa}
12	пос. Казанский Сибайского свх., 20	Туфопесчаники, $D_3fm–C_1t$	5,2	250,1 4,6	731,0 17,3	2 390 76,7	739,2 42,1	406,0 38,0	400,9 19,9	$Cl^{NaMgCa}_{IIIб}$

$CaSO_4$ (3–24%) и $Mg(HCO_3)_2$ (6–16%). Геохимические типы вод — хлормагниевый и сульфатнонатриевый. В солевом составе не обнаружены $NaHCO_3$ и $CaCl_2$. Воды такого состава, как уже указывалось, относятся к Луганскому типу.

В таблице 6.15 приведены основные статистические характеристики показателей состава минеральных вод. Из неё следует, что средняя минерализация воды равна 1,5 г/л. Роль анионов в формировании её примерно одинакова (0,3–0,39 г/л), тогда как средняя концентрация натрия (0,26 г/л) в 2,5–3 раза превышает таковую кальция и магния.

В отличие от осадочных горных пород распределение минерализации и всех главных ионов подчиняется нормальному закону (Z_A и $Z_E < 3$).

Кроме того, для минеральных вод вулканогенных пород была получена корреляционная матрица (табл. 6.16). Критическое значение коэффициента корреляции $r_{кр}$ равно 0,34.

Значимые достоверные прямо пропорциональные связи отмечены между следующими признаками: M–HCO_3^-, M–Cl^-, HCO_3^-–Ca^{2+}, HCO_3^-–Na^+, HCO_3^-–SO_4^{2-}, SO_4^{2-}–Na^+, Cl^-–Ca^{2+}, Cl^-–Na^+, Ca^{2+}–Na^+ (r 0,44–0,67). Тесные и очень тесные связи (r 0,75–0,87) существуют между M–SO_4^{2-}, M–Ca^{2+}, M–Na^+, SO_4^{2-}–Ca^{2+}.

Значимые обратно пропорциональные связи (r –0,453...–0,512) свойственны признакам Cl^-–H, Mg^{2+}–H. Они свидетельствуют о накоплении этих ионов в водах приповерхностной зоны.

Важно подчеркнуть значимые отрицательные коэффициенты корреляции (–0,397... –0,545), характеризующие зависимость величины минерализации, содержаний сульфатного, хлоридного и натриевого ионов (т.е. главных составляющих минерализации) от параметра L. Это с большой долей достоверности свидетельствует о росте минерализации вод и концентрации в них названных ионов в южном направлении в пределах узкого субмеридионально вытянутого Магнитогорского синклинория. В данном случает можно достаточно уверенно утверждать о влиянии процессов континентального засоления на формирование состава неглубокозалегающих минеральных вод вулканогенных пород этой структуры.

Как видно, связи между гидрогеологическими (гидрогеохимическими) параметрами не функциональные, а стохастические, мерой которых служит коэффициент корреляции. Поэтому возможности использования регрессионного анализа для исследования минеральных вод Зауралья и создания прогностических гидрогеохимических математических моделей ограничены. Можно привести лишь несколько уравнений регрессии, отражающих геохимические особенности минеральных вод вулканогенных пород:

$$M = 754{,}5 + 2{,}1\,SO_4^{2-}\ (r\ 0{,}79);$$
$$M = 758{,}5 + 7{,}3\,Ca^{2+}\ (r\ 0{,}85);$$
$$M = 151{,}5 + 5\,Na^{+}\ (r\ 0{,}87);$$
$$Ca^{2+} = 18{,}5 + 0{,}2\,SO_4^{2-}\ (r\ 0{,}75).$$

Таблица 6.15

Статистические характеристики основных параметров минеральных вод вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклинория (N = 37)

Наименование характеристик	Параметры								
	H	M	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	L
Среднее арифметическое $\overline{X}$	52,77	1483,8	300,62	350,03	388,88	99,88	83,27	260,96	151,84
Дисперсия S^2	224,1	163620,8	76,22	23458,7	27329,65	2252,06	1163,33	8349,92	8328,62
Стандартное отклонение S	14,97	404,50	87,31	153,16	165,32	47,46	34,11	91,38	91,26
Вариация (%) Sr	28,37	27,26	29,04	43,76	42,51	47,51	40,96	35,02	60,10
Асимметрия A	0,81	0,56	0,41	0,46	0,34	0,22	0,01	0,24	0,55
Эксцесс E	0,56	−0,64	0,03	−1,30	−0,25	−0,19	−1,48	−0,51	−1,00
Относительная асимметрия Z_A	1,59	1,11	0,81	0,92	0,67	0,43	0,02	0,47	1,45
Относительный эксцесс Z_E	0,59	0,67	0,04	1,37	0,26	1,25	1,56	0,54	1,37

Примечание. Единицы измерения: H — м, L — км, остальных параметров — мг/л.

Таблица 6.16

Корреляционная матрица основных параметров минеральных вод вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклинория

Параметры	H	M	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	L
H	1,000	–0,171	–0,022	0,182	–0,453	–0,124	–0,512	0,033	–0,361
M		1,000	0,494	0,789	0,668	0,852	0,302	0,869	–0,419
HCO_3^-			1,000	0,508	–0,135	0,449	–0,118	0,438	–0,014
SO_4^{2-}				1,000	0,150	0,750	0,126	0,623	–0,438
Cl^-					1,000	0,476	0,512	0,587	–0,397
Ca^{2+}						1,000	0,051	0,686	–0,191
Mg^{2+}							1,000	–0,089	–0,194
$Na^+ + K^+$								1,000	–0,545
L									1,000

Все сказанное касается неглубокозалегающих минеральных вод. С глубиной минерализация подземных вод вулканогенных отложений (как и осадочных) растет. На глубине ~2 км, по данным скважины № 4 Уральского профиля, она составляет 18 г/л (см. табл. 4.16). Судя по величинам отношений rNa/rCl (0,64) и Cl/Br (196), это разбавленный рассол седиментационного происхождения. Наличие его в вулканитах, по всей вероятности, объясняется миграцией рассолов по зонам тектонической трещиноватости из осадочных пород.

Железистые, «полиметальные» воды. Лечебную ценность представляют воды с концентрацией железа > 10 мг/л. Для других металлов (Mn, Cu, Al, Zn) количественные нормы не установлены, так как воздействие на организм человека этих компонентов изучено еще недостаточно. В Магнитогорском мегасинклинории «полиметальные» воды приурочены к зонам окисления сульфидных месторождений. Это преимущественно сульфатные (купоросные) кислые воды, которые кроме железа (закисного Fe^{2+} и окисного Fe^{3+}) обычно содержат и другие металлы (Cu, Zn, Al, Pb, Mn). Подобные «полиметальные» воды в лечебных целях используются ещё ограниченно. Известно Гайское месторождение в Оренбургской области, воды которого используются для бальнеолечения и имеют следующий состав:

$$N_2\ Fe155\ Al95\ M4{,}2\frac{SO^480\ Cl9}{Na\,54\ Al17\ Fe14}\ pH\,5{,}41.$$

Медноколчеданные месторождения синклинория связаны с диабазово-риолитовой формацией силура и девона, развитой в его западной части. Рудные тела, представленные пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, борнитом и др., залегают на глубине от нескольких десятков до 500–700 м.

В естественных условиях в районах месторождений формируются преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые подземные воды с минерализацией < 1 г/л, величиной pH 6,5–8,1. На юге региона воды имеют повышенную минерализацию (до 1,5–3 г/л) и хлоридный натриевый состав. Разработка месторождений вызвала коренные преобразования геохимического облика вод.

На Учалинском медноколчеданном месторождении вблизи рудных тел, залегающих среди туфогенных пород кислого состава, под влиянием окисляющихся сульфидов формируются кислые (pH 3,6–4,3) почти чистые сульфатные воды (до 96% SO_4^{2-}) пестрого катионного состава с минерализацией до 8–12 г/л. В них установлены: Fe^{2+} 0,2–200; Fe^{3+} 0,2–19,5; Cu 8,4–175; Zn 174–576 мг/л. Анализ гидрогеохимических данных за последние 30 лет свидетельствует о росте минерализации рудничных вод и концентрации металлов. При поступлении вод в общий водосборник, после смешения в дренажной системе, минерализация их снижается до 2–3 г/л.

Примеры рудничных «полиметальных» вод Учалинского месторождения:

$$O_2N_2\ Fe\,0{,}035\ Cu\,0{,}030\ Zn\,0{,}174\ M\,6{,}2\ \frac{SO^4\,78\ Cl\,22}{Ca\,52\ Mg\,47\ Na\,1}\ pH\,4{,}3,$$

$$O_2N_2\ Fe\,0{,}075\ Cu\,0{,}175\ Zn\,0{,}58\ Mn\,0{,}028\ M\,11{,}9\ \frac{SO^4\,96\ Cl\,4}{Na\,50\ Mg\,26\ Ca\,24}\ pH\,4{,}1.$$

Отличительной особенностью медноколчеданного месторождения им. XIX Партсъезда служит то, что рудовмещающие породы (туфы и туфобрекчии кварцевых риолитов) залегают в виде прослоев среди известняков. Сульфатные воды и высокие концентрации рудных микрокомпонентов ему не свойственны. Это объясняется нейтрализующим влиянием химически активных карбонатных пород, повышающих значения pH фильтрующихся через них вод и тем самым ограничивающих миграционные возможности металлов. Поэтому концентрация их в рудничных водах месторождения относительно невысокая: Fe^2+Fe^3 < 23, Cu 0,015–32, Zn 0,05–3,0 мг/л.

В районе Сибайского медно-цинкового колчеданного месторождения на фоне природных гидрокарбонатных пресных вод в рудовмещающей толще риолитов и порфиритов развиты сульфатные воды с минерализацией до 3 г/л и более и pH 6,7–7,6. В начальный этап разработки месторождения концентрация железа в них составила 1,5–160, меди 0,007–1,75, цинка 0,04–62,5, молибдена до 0,003 мг/л.

Маканское и Бурибайское медноколчеданные месторождения имеют близкие геолого-тектонические условия формирования. Рудовмещающими являются породы основного состава. В районе месторождений (вне зоны окисления) формируются хлоридные натриевые воды с минерализацией

0,4–3 г/л, pH 6,4–8,1, низкими концентрациями металлов. С приближением к зонам окисления рудных тел они преобразуются в типичные сульфатные кислые растворы (pH 3,0–5,2) с минерализацией до 4,7 г/л. Содержание железа в них обычно <0,4–0,6 г/л (на Маканском месторождении до 72 г/л), меди 140, цинка 66, молибдена 1,1 мг/л [Черняев, Черняева, 1973]. Формула состава рудничных вод Бурибайского месторождения следующая:

$$N_2\ M\ 4{,}7\ \frac{SO^4\,86\ \ Cl\,14}{Ca\,45\ \ Mg\,37\ \ Na\,18}\ pH\ 3{,}9.$$

Ивановское сульфидное медно-кобальтовое месторождение находится в гипербазитовом поясе синклинория. Оруденение приурочено к контакту ультраосновных и вулканогенно-осадочных пород. Рудничные гидрокарбонатно-сульфатные воды имеют минерализацию 0,8–1,5 г/л. Содержание железа в них <45, меди 0,25, цинка 0,55 мг/л.

Обобщенная характеристика ионного состава «полиметальных» вод приведена в таблице 6.17.

Кислые рудничные воды (pH 3–6), как правило, принадлежат к типу IV (HCO_3=0), а при более высоких значениях pH — к типу II. Концентрации железа и других металлов в них достигают столь больших величин, что они замещают ионы кальция и магния в формуле ионного состава.

Средняя величина сухого остатка равна 13,4 г/л, а минерализация (сумма HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^++K^+) — 2,21 г/л. Максимальные значения этих величин соответственно составляют 240 и 11,8 г/л. Эти данные дают представление о вкладе металлов в вещественный состав рудничных вод.

Таблица 6.17

Статические показатели основных геохимических параметров рудничных вод медноколчеданных месторождений Южного Урала [Табаксблат, 1994]

Параметры	$\bar{X}$	min	max	S	Sr (%)	A	E	n
pH	4,18	1,76	12,4	2,46	58,7	1,30	0,81	209
Eh	493	100	697	143	29,0	–0,60	–0,83	146
CO	13,4	0,14	240	28,8	215	4,45	24,3	207
M	2,21	0,22	11,8	3,18	144	2,01	2,77	53
Na^++K^+	41,8	1,00	572	66,9	160	6,70	49,7	76
Ca^{2+}	228	30,1	1 282	205	90	2,37	8,12	76
Mg^{2+}	138	0,60	2 528	365	265	5,05	26,9	76
Cl^-	16,1	5,30	53,2	11,3	70,3	1,32	1,14	52
SO_4^{2-}	3501	46,9	9190	8 872	253	4,83	24,4	77
HCO_3^-	106	18,3	231	59,1	55,6	0,31	–0,70	41

Примечания: размерность величин: Eh (+) — мВ, *M* и CO — г/л, концентрации компонентов — мг/л.

Судя по величине стандартного отклонения S и вариации Sr, наибольшей неоднородностью характеризуются главные ионы состава: SO_4^{2-}, Ca^{2+} и Mg^{2+}. Значение асимметрии A и эксцесса E для них значительно > 3, что служит показателем несоответствия поведения ионов нормальному закону распределения. Соответствие или близость к нему обнаруживают pH, Eh, HCO_3^- и Cl^-.

Таким образом, медноколчеданные месторождения Башкирского Зауралья характеризуются наличием сульфатных вод с высокими концентрациями железа и других металлов. Они формируются вблизи рудных залежей под влиянием химического окисления сульфидов металлов (FeS_2, $CuFeS_2$, PbS, ZnS и др.). По современным представлениям, этот процесс ускоряется биохимическим окислением сульфидов под влиянием жизнедеятельности тионовых бактерий (*Thiobacillus ferrooxidans*). Кислородная среда образования «полиметальных» вод обусловливает высокие значения окислительно-восстановительного потенциала Eh (до +700 мВ).

Кроме описанных выше вод без «специфических» компонентов и «полиметальных», в Магнитогорском мегасинклинории могут быть обнаружены радоновые воды в гранитоидных интрузиях (Ахуновский массив).

В западной части Магнитогорского мегасинклинория находятся Мулдаккульское месторождение минеральных вод и проявления минеральных вод в бассейне нижнего течения р. Таналык, изученные с различной детальностью.

6.4.2. Мулдаккульское месторождение минеральных вод

Месторождение расположено в пределах Зауральского пенеплена в районе озера Мулдаккуль (рис. 6.24). Разведка его произведена Челябинской геологоразведочной партией, материалы которой [Соловейко, Брок, 1977 г.] использованы в настоящем разделе.

Территория подвержена влиянию континентальных масс воздуха азиатского материка, что определяет холодную малоснежную зиму и жаркое лето. Среднегодовая *T* воздуха составляет +1,1...+1,3°C, января –16,4°C, а июля +18,9°C. Годовые амплитуды колебаний достигают 85°C, суточные до 30°C. Средняя продолжительность безморозного периода около 104–108 дней, годовое количество осадков в пределах 310–370 мм, до 75–80% их выпадает в теплую часть года. Зимой часты сильные ветры (среднегодовая скорость 3,5 м/с), сдувающие снежный покров. Снежный покров устанавливается в начале ноября и сходит в начале апреля. Гидрографическая сеть принадлежит бассейну р. Урал и озерам Мулдаккуль и Мартышечье.

Озеро Мулдаккуль расположено в 12 км западнее г. Магнитогорск и представляет замкнутый бессточный котлован площадью около 6,3 км^2 (3,0×2,1 км). Площадь в зависимости от водности года значительно меня-

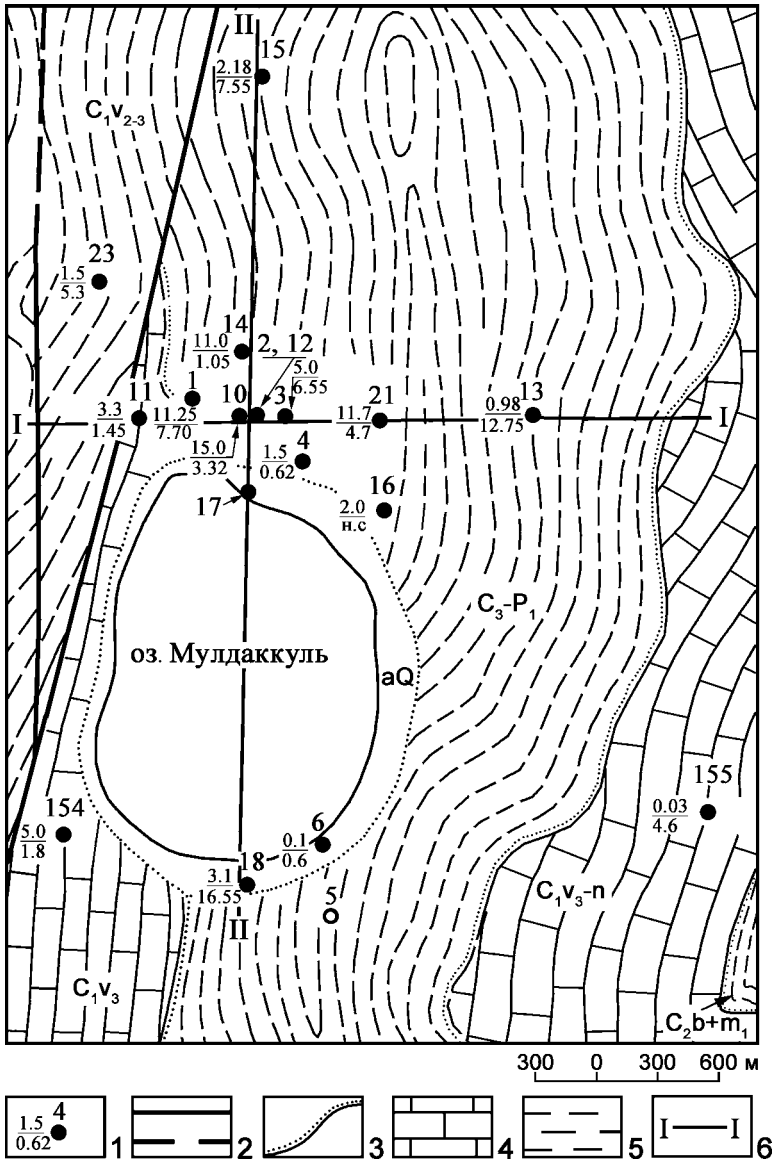


Рис. 6.24. Геолого-гидрогеологическая карта района оз. Мулдаккуль [Соловейко, Брок, 1977 г.]

Кизильская свита: C_1v_{2-3} — кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфоконгломераты; C_1v_3 —известняки серые, светло-серые; C_1v_3–n — известняки розоватые, брекчированные; **уртазымская свита:** C_2b+m_1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями гипсов, конгломераты; **янгельская свита:** C_3–P_1 — сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты; аQ — аллювий озерных отложений: глины, илы, пески, песчано-гравийные отложения.

ется, что влияет на минерализацию (8,4–25 г/л) воды и глубину (3–4 м) озера. Химический состав воды сульфатно-хлоридный магниево-натриевый. На дне залегает грязь мощностью до 1,5–2,0 м с запасами, по данным Н.П. Номеровского [1938 г.] 380 тыс. м^3, а Л.С. Ивановой и Г.М. Эпштейна [1961 г.] 115 тыс. м^3 (66 тыс. м^3 — темной, 49 тыс. м^3 — серой грязи).

Озеро Мартышечье (< 1 км^2) расположено в 10 км юго-восточнее озера Мулдаккуль. Озеро с пресной водой (0,2 г/л) интенсивно зарастает (в 2010 засушливом году озеро пересохло). На северо-восточном берегу располагалась гипсовая шахта.

Месторождение минеральных вод в геолого-тектоническом отношении приурочено к Кизильскому синклинорию в приосевой части Магнитогорского мегасинклинория. Синклинорий ограничен с запада Ирендыкским, а с востока — Ахуновско-Кацбахским антиклинориями. Синклинорий осложнен структурами более мелкого порядка, заложенными в раннем карбоне во время интенсивных тектонических подвижек. К одной из таких структур — Мулдаккульской синклинали — и приурочено месторождение минеральных вод.

Мулдаккульская синклиналь сложена породами палеозойского и мезозойско-кайнозойского возраста. Палеозой представлен каменноугольной системой (кизильская, уртазымская и янгельская свиты). Нижняя часть разреза каменноугольной системы сложена вулканогенно-осадочными, а верхняя — карбонатными породами кизильской свиты (C_1v_{2-3}, C_1v_3, C_1v_3–n): кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники, туфоконгломераты, известняки (см. рис. 6.24, 6.25). Мощность отложений 3 500–3 750 м (карбонатной толщи 2 100–2 250 м). В восточном бору синклинали обнажается уртазымская свита (C_2b+m), которая представлена алевролитами, аргиллитами, известковистыми песчаниками, с прослоями гипсов, конгломератами.

На уртазымской свите несогласно залегает янгельская свита (C_3–P_1). Она сложена преимущественно терригенными отложениями (кварцево-полевошпатовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, нижняя часть разреза — конгломераты), которые заполняют наиболее глубокую осевую часть Мулдаккульской синклинали (см. рис. 6.25). Среди песчаников встречаются прожилки (< 2 см) гипса. Мощность свиты > 500 м.

Каменноугольные породы перекрыты отложениями мезозоя – кайнозоя. Мезозой представлен глинистой корой выветривания палеозойских пород мощностью < 60 м, на которой залегают рыхлые неогеново-четвертичные песчано-глинистые осадки. В Мулдаккульской озёрной котловине четвертичные осадки представлены илами и песками с гравием

Условные обозначения к рис. 6.24: 1 — скважина, вверху ее номер, слева: в числителе — дебит, л/с; в знаменателе — понижение, м (скважина № 5 — безводная); 2 — линии тектонических контактов: сплошные — достоверные, пунктирные — предполагаемые; 3 — несогласные литологические контакты; 4, 5 — породы: 4 — известняки, 5 — сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты; 6 — линия гидрогеологического разреза

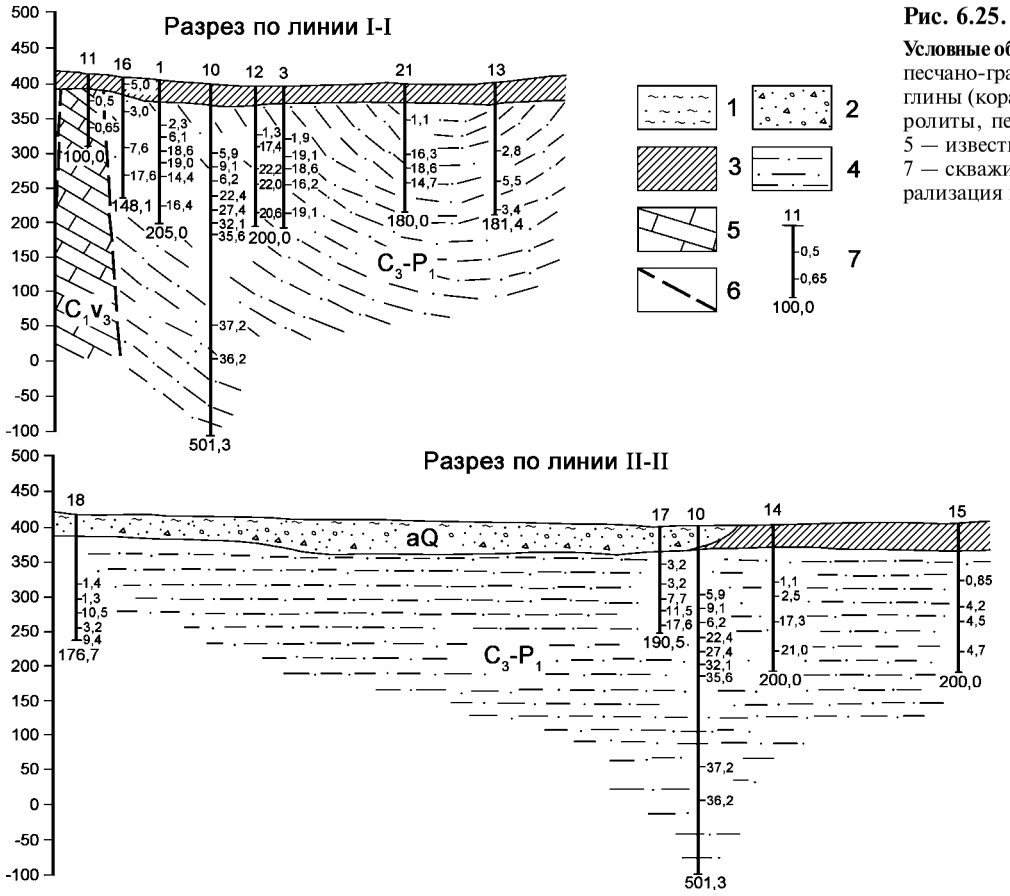


Рис. 6.25. Гидрогеологические разрезы

Условные обозначения: 1 — глины, илы; 2 — пески, песчано-гравийные отложения; 3 — пестроцветные глины (кора выветривания); 4 — аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты; 5 — известняки; 6 — тектонические нарушения; 7 — скважины: вверху — номер, справа — минерализация воды (г/л) в интервале глубин

мощностью 5–16 м. Последние, скорее всего, представляют аллювий ранее существовавшей здесь палеодолины (см. рис. 6.25).

Западное крыло Мулдаккульской синклинали осложнено Смеловским разломом и более мелкими тектоническими нарушениями типа надвигов, по тектоническим контактам которых в соприкосновение приведены песчано-сланцевые и карбонатные породы нижнего карбона (см. рис. 6.24, 6.25). Данное нарушение испытывало многократные подвижки и в позднепалеозойско-мезозойское время [Смирнов, Смирнова, 1967 г.].

Подземные воды приурочены к терригенно-карбонатным трещиноватым и закарстованным кизильским породам, терригенным загипсованным уртазымским отложениям и терригенным янгельским осадкам.

Воды кизильской свиты залегают на глубине 10–30 м, безнапорные. Дебит источников из вулканогенно-осадочных терригенных пород составляет 0,2–0,5 л/с, скважин, вскрывающих трещинно-карстовые воды,— 3,3 и 5 л/с при понижении уровня соответственно 1,45 и 1,8 м. Питание осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков. Химический состав вод пестрый: гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатно-сульфатный, хлоридно-сульфатный магниево-кальциевый, магниево-натриевый, натриевый при минерализации 0,6–0,8 г/л.

Трещинные воды уртазымской свиты развиты в базальных конгломератах, песчаниках, в меньшей степени — мергелистых известняках и гипсах в осевой части Кизильского синклинория. Водообильность неравномерная. Удельный дебит скважин от 0,39 до 4,5 л/с. Коэффициент фильтрации пород — 0,8–16,8 м/сут. По составу воды сульфатно-натриево-кальциевые, кальциево-натриевые с минерализацией 2,6–12,0 г/л. С глубиной минерализация увеличивается.

Водоносность янгельской свиты — основного «продуктивного» горизонта минеральных вод — связана с трещиноватыми терригенными отложениями, среди которых главную роль играют полевошпатовые разнозернистые песчаники (85%). Конгломераты и гравелиты (11%) присутствуют в нижней части разреза и являются практически безводными. Аргиллиты и алевролиты (4%) залегают маломощными прослоями (0,5–5 м) среди песчаников и являются местными водоупорами. «Продуктивные» водоносные горизонты, перекрытые глинистой корой выветривания, вскрываются на глубине < 100, в среднем 25 м (рис. 6.26). Уровни вод устанавливаются от +0,4 до глубины 10–12 м. Величина напора вод, обусловленного наличием алевролитов и аргиллитов среди водоносных песчаников и глинистой коры выветривания, составляет 10–25 м на глубине до 100 м и до 100–150 м на глубине 200 м и более. Наибольший напор наблюдается в интервале глубин 100–200 м, а в скважине 10 (глубина 501,3 м) достигает 200–400 м.

При этом нижние горизонты янгельского комплекса имеют более высокие отметки уровня вод, чем верхние. Такое соотношение пьезо-

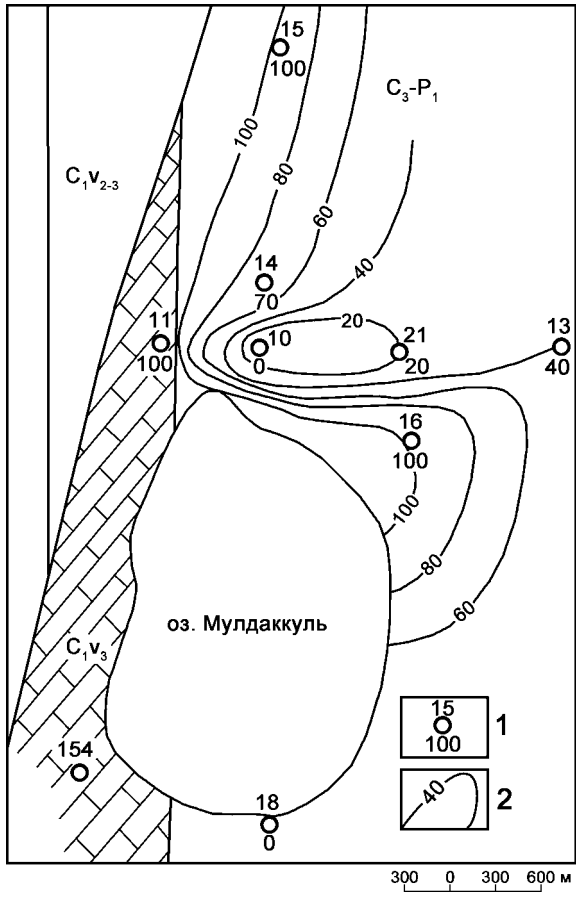


Рис. 6.26. Глубина залегания кровли минеральных вод

Условные обозначения: 1 — скважина и её номер, внизу — глубина залегания верхней границы минеральных вод (м); 2 — изолиния глубины залегания кровли

метрических уровней является необходимым условием для восходящей разгрузки вод. Пьезометрическая поверхность их обнаруживает связь с рельефом, в результате чего наиболее высокие отметки уровня вод (410–420 м) отмечены за контуром месторождения минеральных вод, а минимальные (397–400 м) — в прибрежной части озера Мулдаккуль. Величина пьезометрического уклона изменяется от 0,02 до 0,1 и более. Вблизи тектонического контакта наблюдается сгущение пьезоизогипс, что указывает на дренирующую роль Смеловского разлома.

Породы янгельской свиты отличаются сильной фильтрационной анизотропностью как по площади, так и по разрезу. Она обусловлена

совокупным воздействием двух главных факторов — тектонического и литологического. Наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают песчаники интервала 25–100 м, залегающие в приразломной зоне, причём наиболее раздроблены и водообильны пласты песчаников в удалении от разлома на 0,7–1,0 км (скв. 1, 2, 14, 17). Породы, непосредственно примыкающие к тектоническому контакту, обладают относительно низкой трещиноватостью и водопроницаемостью (скв. 16). Это, по всей вероятности, связано с формированием надвиговых дислокаций под действием сил тангенциального сжатия.

Коэффициент фильтрации пород в зоне дробления достигает 15–20 м/сут, водопроводимость — 700–1 000 м^2/сут и более, удельный дебит скважин — 2–10 л/с×м. Вне проницаемой зоны разлома (на расстоянии >2–3 км от него) и на глубине >150–200 м трещиноватость и связанные с ней водопроницаемость и водообильность пород резко снижаются: коэффициент фильтрации песчаников, как правило, <1 м/сут, а удельный дебит скважин — 0,1–0,2 л/с×м.

Питание верхней части янгельского водоносного комплекса (глубина <80–100 м), содержащей маломинерализованные воды, происходит за счёт инфильтрации атмосферных осадков. В формировании минеральных вод нижней части комплекса участвуют перетоки высокоминерализованных растворов из нижележащих толщ среднего и нижнего карбона. Разгрузка подземных вод происходит в озеро Мулдаккуль.

В результате восходящей разгрузки по зоне разлома глубинных соленых, возможно рассольных, вод и смешения их с пресными инфильтрационными водами в озёрной котловине Мулдаккуль в янгельском водоносном комплексе сформировалась контрастная куполовидная гидрогеохимическая аномалия. Размещение в ней минеральных вод подчинено нормальной гидрогеохимической зональности, выражающейся в росте с глубиной минерализации вод и одновременном изменении их ионно-солевого состава (табл. 6.18).

Верхняя зона мощностью 50–80 м представлена SO_4–HCO_3 и Cl–HCO_3 водами с минерализацией 0,4–1,0 г/л. Они принадлежат к I (содовому) или II (сульфатно-натриевому) геохимическим типам. Содержание в водах $NaHCO_3$ достигает 29%, а Na_2SO_4 — 15%.

Ниже до глубины 100 м расположена зона SO_4–Cl вод типа IIIа (хлормагниевого) с минерализацией 1–3 г/л. Под ней до глубины 500 м находится зона хлоридных вод типов IIIб (хлоркальциевого) или IIIа с минерализацией до 37,2 г/л. Катионный состав вод в пределах всех зон — двух- и трехкомпонентный: Mg–Na, Mg–Ca, Ca–Na, Ca–Mg–Na. Наибольшей сложностью он отличается в верхней зоне наименее минерализованных вод.

С глубиной по мере роста минерализации в водах происходит снижение величины pH (от 7,0 до 6,0) и увеличение концентрации свободной

Таблица 6.18

Химический состав подземных вод района озера Мулдаккуль

№№ п/п	№ скв.	Глубина отбора пробы, м	pH	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Индекс состава воды
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Скв.1	10	6,5	2,9	207,4 7,0	558,8 23,7	1207 69,3	320,0 32,6	147,0 24,5	483,7 42,9	$SCl^{MgCaNa}_{IIIб}$
2	то же	65	6,5	2,3	280,6 12,3	517,3 28,8	781,0 58,9	240,0 32,12	158,6 34,8	283,9 33,0	SCl^{CaMgNa}_{IIIa}
3	–"–	78	6,5	6,1	158,6 2,40	988,9 19,2	2982 78,4	940,0 43,9	366,0 28,1	689,3 28,0	$Cl^{NaMgCa}_{IIIб}$
4	–"–	100	6,5	18,6	244,0 1,23	2020 12,9	10011 85,8	1160 17,6	1159 28,9	4049 53,5	$Cl^{MgNa}_{IIIб}$
5	–"–	120	6,5	19,0	267,3 1,29	2078 12,7	10153 85,7	1080 16,2	1159 28,5	4245 55,3	$Cl^{MgNa}_{IIIб}$
6	–"–	140	6,5	14,4	146,4 1,0	1503 12,7	7526 86,3	1040 21,2	352,80 11,8	3788 67,0	Cl^{CaNa}_{IIIa}
7	–"–	180	6,5	16,4	134,2 0,8	1458,4 10,8	8804,0 88,4	1220,0 21,7	341,6 1,0	4405,3 68,3	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
8	Скв.2	80,0	6,8	16,3	189,1 1,0	1647,6 11,8	9017,0 87,2	2040,0 35,0	1085,8 30,5	2308,1 34,5	$Cl^{MgNaCa}_{IIIб}$
9	то же	100	6,4	20,4	128,1 0,6	1932,0 11,2	11289 88,2	1860,0 25,8	1134,6 25,8	4008,7 48,4	$Cl^{CaMgNa}_{IIIб}$
10	–"–	120	6,4	20,5	128,1 0,58	1953,3 11,2	11360 88,2	1880,0 25,9	1146,8 25,9	4018,0 48,1	$Cl^{CaMgNa}_{IIIб}$
11	–"–	140	6,4	20,6	134,2 0,60	1936 11,05	11431 88,3	1940,0 26,6	1134,6 25,5	4012,2 47,9	$Cl^{MgCaNa}_{IIIб}$

Таблица 6.18 (продолжение)

1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
12	Скв.3	10	6,8	1,2	244,0 21,7	421,0 47,5	198,6 30,4	132,0 35,8	46,4 20,6	184,9 43,6	$CClS_{II}^{MgCaNa}$
13	то же	50	6,8	1,7	207,4 13,3	665,4 54,0	298,0 31,7	228,0 44,5	75,6 24,1	185,4 31,4	ClS_{IIIa}^{MgNaCa}
14	–"–	75	6,8	1,9	201,3 11,4	709,8 50,8	390,0 37,9	220,0 38,8	83,0 23,4	259,2 38,8	ClS_{II}^{MgCaNa}
15	–"–	100	6,8	19,1	414,8 2,1	3544 22,3	8875 75,6	720,0 10,9	1342 33,3	4245 55,8	SCl_{IIIa}^{MgNa}
16	–"–	180	6,8	19,0	396,5 2,0	3355,4 21,2	8981,5 76,8	720,0 12,5	1244,4 30,9	4286,3 56,6	SCl_{IIIa}^{MgNa}
17	Скв. 10	10	6,6	6,0	147,5 2,5	1204,1 24,7	2627,0 72,9	1000,0 49,2	219,6 17,7	771,6 33,0	$SCl_{IIIб}^{NaCa}$
18	то же	50	6,6	6,0	146,4 2,4	1238,2 23,2	2627,0 72,4	1000,0 48,9	244,0 19,6	740,1 31,5	$SCl_{IIIб}^{NaCa}$
19	–"–	100	6,6	5,9	158,6 2,6	1232 25,6	2556,0 71,8	1000,0 49,9	219,60 18,0	740,8 32,1	$SCl_{IIIб}^{NaCa}$
20	–"–	120	6,6	9,1	175,8 1,8	1356,3 17,8	4544,0 80,5	1320,0 41,5	488,0 25,2	1215,4 33,2	$Cl_{IIIб}^{MgNaCa}$
21	–"–	160	6,8	22,4	73,2 0,3	1970 10,6	12283 89,1	1840,0 23,7	610,0 12,9	5662,8 63,4	$Cl_{IIIб}^{CaNa}$
22	–"–	180	6,8	27,4	48,8 0,2	1624 7,1	15549 92,7	2560,0 27,1	341,6 5,9	7281,5 70,0	$Cl_{IIIб}^{CaNa}$
23	–"–	200	6,6	32,1	85,4 0,3	1523 5,7	18531 94,0	3280,0 29,5	329,4 5,0	8373,3 65,5	$Cl_{IIIб}^{CaNa}$
24	–"–	220	6,4	35,6	42,7 0,1	1329 4,5	20874 95,4	3720, 30,2	280,6 3,7	9368,7 66,0	$Cl_{IIIб}^{CaNa}$

Таблица 6.18 (продолжение)

1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
25	–"–	350	6,0	37,2	18,3 0,1	1343,5 4,3	21868 95,6	3960,0 30,7	329,4 4,2	9642,6 65,1	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
26	–"–	400	6,0	36,2	30,5 0,1	1374,8 4,6	21229 95,4	3900,0 31,0	353,8 4,6	9271,2 64,3	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
27	Скв. 11	40	6,9	0,8	396,5 55,6	56,8 10,0	142,0 33,4	70,0 29,7	48,8 33,9	99,0 36,4	ClC^{CaMgNa}_{II}
28	то же	80	6,9	0,9	439,2 56,3	78,2 12,7	142,0 31,0	60,0 23,2	54,90 34,9	124,4 41,9	ClC^{CaMgNa}_{II}
29	Скв. 12	10	6,9	1,2	305,0 29,1	392,2 47,6	142,0 23,3	120,0 35,0	42,7 20,4	176,1 44,6	ClC^{CaMgNa}_{II}
30	то же	48	6,9	1,3	274,5 24,6	519,3 59,0	106,5 16,4	160,0 43,7	42,7 19,1	156,7 37,2	CS^{NaCa}_{II}
31	–"–	70	6,9	1,3	274,5 23,1	525,5 56,3	142,0 20,6	180,0 46,3	36,6 15,4	170,8 38,2	$ClCS^{NaCa}_{II}$
32	–"–	90	6,8	17,4	305,0 1,6	2074,3 14,0	9230,0 84,4	950,0 15,4	1305,4 34,7	3533,0 49,9	Cl^{MgCa}_{IIIa}
33	–"–	120	6,8	22,2	427,0 1,8	3065,2 16,2	11500 82,0	800,0 10,1	1915,4 39,9	4538,3 50,0	Cl^{MgCa}_{IIIa}
34	–"–	140	6,8	21,9	353,8 1,5	2890,3 15,5	11467 83,0	870,0 11,1	1781,2 37,5	4587,9 51,4	Cl^{MgCa}_{IIIa}
35	–"–	180	6,7	20,6	298,9 1,4	2450,5 14,1	1086,0 84,5	980,0 13,5	1354,2 30,9	4633,7 55,6	Cl^{MgCa}_{IIIa}
36	Скв.13	60	6,9	2,4	146,5 5,6	86,5 4,4	1361,5 90,0	609,2 72,0	43,8 8,0	188,5 20,0	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
37	то же	80	6,8	3,9	170,9 4,8	79,7 2,4	2269,2 93,3	833,7 60,0	121,6 14,6	400,0 25,4	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
38	–"–	100	6,8	4,6	122,0 2,4	170,0 4,6	2723,1 93,0	1154,3 70,0	187,3 19,0	214,7 11,0	$Cl^{Ca}_{IIIб}$

Таблица 6.18 (продолжение)

1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
39	–"–	140	7,0	3,5	170,9 4,3	140,3 4,7	2042,3 91,0	897,8 71,0	155,6 20,0	131,5 9,0	Cl^{MgCa}_{IIIa}
40	–"–	180	7,0	3,4	158,7 4,3	170,0 6,1	1928,9 89,6	961,9 80,0	99,7 13,0	99,7 7,0	$Cl^{Ca}_{IIIб}$
41	Скв.14	10	6,9	1,0	494,1 55,1	124,2 17,7	142,0 27,2	70,0 23,7	48,8 27,0	166,6 49,3	CCl^{CaMgNa}_{II}
42	то же	51	6,8	1,0	414,8 42,5	254,3 37,6	71,0 14,2	100,0 35,5	30,5 17,7	151,3 46,8	SC^{CaNa}_{II}
43	–"–	100	6,8	2,5	359,9 15,4	786,4 42,8	568,0 41,8	290,0 37,9	30,5 6,5	489,0 55,6	ClS^{CaNa}_{II}
44	–"–	120	6,9	4,2	366,0 9,1	1280,6 40,6	1171,5 50,3	330,0 25,1	18,3 6,9	1027,0 68,0	SCl^{CaNa}_{II}
45	–"–	140	6,8	17,3	225,4 1,2	1142,3 8,1	9514,0 90,7	1470,0 24,9	128,1 3,6	4862,9 71,5	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
46	–"–	180	6,7	21,0	257,4 0,9	1063,7 5,7	12867 93,4	190,0 24,4	152,5 3,22	6462,6 72,4	$Cl^{CaNa}_{IIIб}$
47	Скв.15	20	7,0	1,1	378,3 35,0	50,0 6,0	361,9 59,0	98,2 28,0	41,34 18,0	210,1 54,0	CCl^{CaNa}_{IIIa}
48	то же	80	7,0	0,85	414,9 56,0	46,5 8,0	156,01 36,0	50,1 20,0	42,56 29,0	141,85 51,0	ClC^{CaMgNa}_{II}
49	–"–	140	6,9	4,5	244,1 4,7	68,0 1,6	2723,1 93,7	1082,2 66,2	311,3 31,2	48,7 2,6	$Cl^{MgCa}_{IIIб}$
50	–"–	180	6,8	4,8	256,3 5,0	172,2 4,0	2723,1 91,0	1346,7 79,6	155,5 15,0	105,8 5,4	$Cl^{Ca}_{IIIб}$
51	Скв.16	10	6,5	5,0	122,0 2,3	536,2 12,8	2627,0 84,9	380,0 21,9	268,4 25,3	1054,7 52,8	$Cl^{CaMgNa}_{IIIб}$
52	то же	50	6,9	3,0	122,0 4,2	1271,5 55,8	674,5 40,0	520,0 54,8	73,2 12,6	356,1 32,6	ClS^{NaCa}_{IIIa}

Таблица 6.18 (окончание)

1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
53	–"–	100	6,9	7,6	158,6 2,0	1399,1 22,1	3550,0 75,9	1120,0 42,5	396,5 24,7	994,2 32,8	$Cl^{NaCa}_{IIIб}$
54	–"–	140	6,9	17,6	347,7 1,8	2972,7 20,0	8591,0 78,2	1000,0 16,1	1427,4 37,7	3302,5 46,2	Cl^{MgNa}_{IIIa}
55	Скв.17	10	6,8	4,3	156,6 3,7	1142,8 33,8	1562,0 62,5	720,0 51,1	134,2 15,6	537,4 33,3	$SCl^{NaCa}_{IIIб}$
56	то же	50	6,9	4,1	156,6 3,9	1095,4 33,8	1495,4 62,3	720,0 53,4	158,6 19,3	422,8 27,3	$SCl^{NaCa}_{IIIб}$
57	–"–	80	6,9	5,6	152,5 2,7	1241,9 28,0	2272,0 69,3	980,0 53,0	109,8 9,8	789,4 37,2	$SCl^{NaCa}_{IIIб}$
58	–"–	100	6,8	17,5	366,0 1,9	3021,2 20,5	8449,0 77,6	880,0 14,3	1378,6 36,8	3446,7 48,9	SCl^{MgNa}_{IIIa}
59	–"–	120	6,8	22,2	420,9 1,8	3589,9 19,0	11005 79,2	980,0 12,5	1903,2 39,8	4291,8 47,7	Cl^{MgNa}_{IIIa}
60	–"–	140	6,8	18,4	366,0 1,9	3087,9 19,8	9017,0 78,3	920,0 14,2	1525,0 38,5	3524,7 47,3	Cl^{MgNa}_{IIIa}
61	Скв. 21	10	6,8	0,66	195,2 31,4	94,64 19,6	177,5 49,0	18,0 8,8	42,7 34,3	133,6 56,9	CCl^{MgNa}_{II}
62	то же	50	6,8	1,1	237,9 22,7	256,4 30,8	284,0 46,5	68,0 19,4	62,2 29,0	203,9 50,6	$CSCl^{MgNa}_{II}$
63	–"–	100	6,4	16,3	414,8 2,4	3174,8 23,4	7419,5 74,1	540,0 9,5	1305,4 38,0	3401,9 52,5	SCl^{MgNa}_{IIIa}
64	–"–	120	6,8	18,6	341,6 1,7	2778,0 17,7	9372,0 80,6	820,0 12,5	1512,8 37,9	3736,3 49,6	Cl^{MgNa}_{IIIa}
65	–"–	140	6,6	14,7	250,1 1,6	1905,7 15,4	7632,5 83,0	880,0 17,0	1073,6 34,0	2916,3 49,0	Cl^{MgNa}_{IIIa}

CO_2 (от 13 до 97 мг/л). Наиболее минерализованная вода, выведенная скважиной 10 с глубины 350 м, имеет следующий состав:

$$\text{He}\,\text{N}_2\ M\,37{,}2\,\frac{\text{Cl}\,96\ \ \text{SO}^4\,4}{\text{Na}\,65\ \ \text{Ca}\,31\ \ \text{Mg}\,4}\,\text{pH}\,6{,}0.$$

Солевой состав минеральных вод также довольно сложный. Обычно в нем преобладают NaCl, $MgCl_2$ и $CaCl_2$, общий вклад которых в формирование минерализации составляет 70–90%. Подчинённое положение занимают $MgSO_4$, $CaSO_4$ и особенно $Ca(HCO_3)_2$. В водах Cl–Ca–Na состава с минерализацией >15–20 г/л содержание специфической соли $CaCl_2$, определяющей хлоркальциевый геохимический тип вод, достигает 29% (скв. №№ 2, 10, 14). Но наиболее обогащены $CaCl_2$ (53–70%) воды с относительно невысокой минерализацией (2,4–4,6 г/л), залегающие на глубине 120–180, иногда 60–120 м, в скважинах 13 и 15, наиболее удалённых от озера Мулдаккуль. В воде скважин, расположенных в прибрежной части озера, концентрация $CaCl_2$ ниже, а в некоторых скважинах (№№ 3, 12, 21) глубиной 140–180 м эта соль в водах вообще отсутствует. $CaCl_2$, как известно, отражает глубинную обстановку формирования подземных вод с квазизастойным гидрогеодинамическим режимом, показателем которой является коэффициент метаморфизации rNa/rCl. В исследуемых водах он снижается до 0,7–0,4, т.е. значительно меньше, чем для нормальной морской воды (rNa/rCl 0,87).

Минеральные воды отличаются повышенным содержанием микроэлементов талассогенного и биогенного происхождения (мг/л): Br <33,9 (наиболее часто встречающееся значение 15–20); H_3BO_3 <20,0 (8–14); I <2,0 (0,8–1,3); F <1,25 (0,2). Концентрация ОВ колеблется (мг/л): нейтральные вещества (смолы, масла) 5,6–9,2; кислые битумы (нафтеновые кислоты, кислые битумы) 4,8–6,6; спирторастворимые вещества (спиртовые смолы, гумусовые вещества) 5,2–8,34. Суммарное содержание ОВ составляет 19,2–23,6 мг/л. Радиоактивные элементы определены в воде скважины 10 в количестве: U 6×10^{-5} мг/л, Sr^{-2} 14,95–15,1 мг/л, а ^{90}Sr 1×10^{-12} Си/л.

Большой интерес представляют результаты гелиевых и изотопных исследований минеральных вод. Концентрация гелия в водах зоны Смеловского разлома достигает 3×10^{-2} мл/л (рис. 6.27). По мере удаления от неё гелиеносность вод резко снижается и не превышает фонового содержания в неглубокозалегающих инфильтрогенных водах атмосферного питания (5×10^{-5} мл/л). Такое распределение гелия служит дополнительным свидетельством разгрузки глубинных вод по проницаемой зоне тектонического нарушения [Попов, Егоров, 1990].

Минеральные воды отличаются не только ионно-солевым, микрокомпонентным и газовым составом, но и изотопным составом водорода и кислорода растворителя H_2O, отражающим условия формирования и генезис

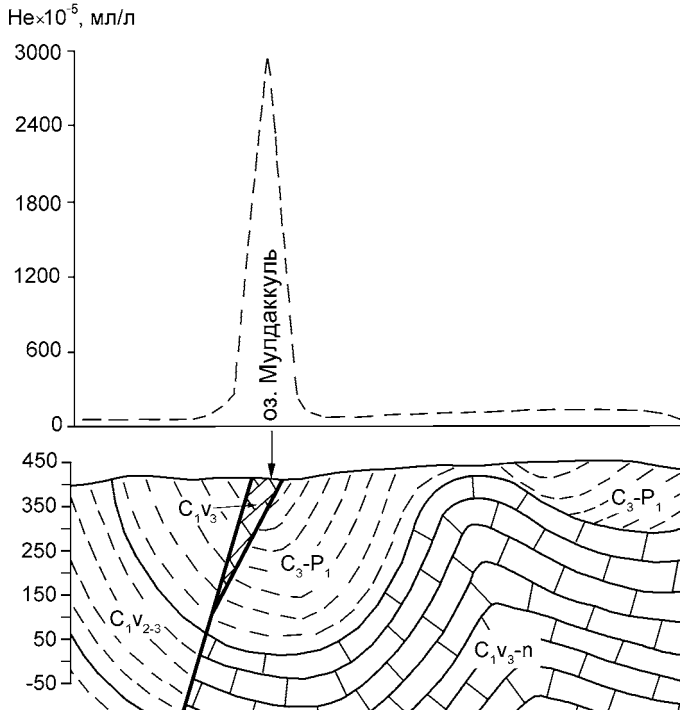


Рис. 6.27. Содержание гелия в подземных водах в районе оз. Мулдаккуль
Условные обозначения см. на рис. 6.24

вод. Постоянны концентрации изотопов водорода ^{2}H (D) и кислорода ^{18}O в водах Мирового океана, который принят за стандарт (SMOW). Он равен для дейтерия (RD_{SMOW}) 0,0158%, а для ^{18}O ($R^{18}O_{SMOW}$) — 0,1933%. При изотопных исследованиях содержание D и ^{18}O принято давать не в абсолютных величинах, а в относительных единицах стандарта (δ, ‰), отражающих отклонения от содержания этих изотопов в океанической воде:

$$\delta = \frac{R_{пр} - R_{SMOW}}{R_{SMOW}} \times 10^{3}‰,$$

где $R_{пр}$ и R_{SMOW} — изотопные отношения ($D/^{1}H$ и $^{18}O/^{16}O$) в пробе воды и стандарте SMOW.

Таким образом, для океанической воды $\delta D_{SMOW} = 0$ и $\delta^{18}O_{SMOW} = 0$. Положительные значения δD и $\delta^{18}O$ свидетельствуют об «утяжелении» исследуемой воды относительно стандарта, а отрицательные — об «облегчении».

Изотопный состав природных вод подвержен значительным колебаниям вследствие фракционирования изотопов H и O под влиянием процессов

испарения и конденсации, обмена с породами, газами и др. Процессы фракционирования изотопов в атмосферных и поверхностных водах гумидных областей Земного шара отражены в выведенном Х. Крейгом уравнении:

$$\delta D = 8\delta^{18}O+10.$$

Графическим выражением этого уравнения служит прямая линия, получившая название линии Крейга. Для выяснения вопросов формирования подземных вод с ней сравнивают фактические данные изотопных исследований.

Инфильтрогенные Cl–Na рассолы отличаются пониженными и низкими содержаниями дейтерия ($\delta D‰ = -110...-170$) и, таким образом, сильно отличаются от океанической воды (рис. 6.28). Метеогенный генезис растворителя подчёркивается близостью фигуративных точек рассолов этого состава к линии Крейга атмосферных и поверхностных вод суши. Фигуративные точки седиментогенно-эпигенетических Cl–Ca рассолов тяготеют к прямой, расположенной правее линии Крейга. Они «утяжелены» относительно Cl–Na рассолов ($\delta D‰ = -90...-20$) и «облегчены» по сравнению с водой Мирового океана.

Исследуемые минеральные воды (скв. №№ 10 и 11) занимают промежуточное положение ($\delta D‰ = -101...-78$, $\delta^{18}O‰ = -11...-13$) между

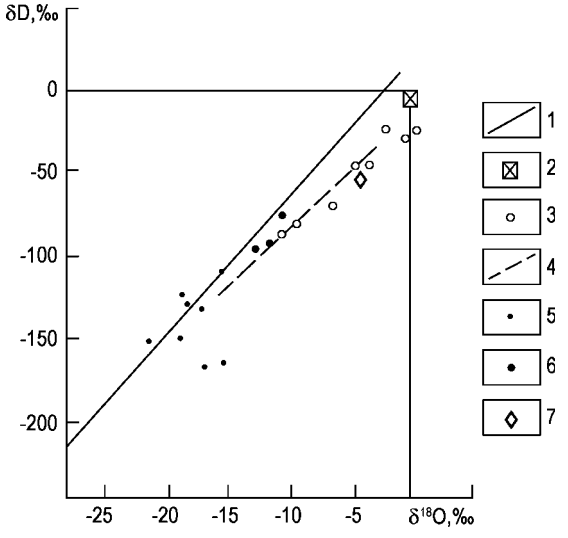


Рис. 6.28. Мулдаккульские минеральные воды на диаграмме изотопного состава некоторых генетических типов природных вод

Условные обозначения: 1 — линия Крейга метеогенных и поверхностных вод, 2 — стандарт океанической воды (SMOW), 3 — седиментогенные хлоридные кальциевые рассолы, 4 — линия хлоридных кальциевых рассолов, 5 — инфильтрогенные хлоридные натриевые рассолы, 6 — Мулдаккульские минеральные воды (скв. 10, 11), 7 — вода озера Мулдаккуль

линией Крейга и седиментогенными рассолами, что подчёркивает их смешанное инфильтрогенно-седиментогенное происхождение. Отличается по изотопному составу и вода оз. Мулдаккуль, для которой $\delta D‰ = -52{,}7$, $\delta^{18}O‰ = -4{,}5$. Положение фигуративной точки на рис. 6.28 указывает, что вода в озере подвержена значительному испарительному концентрированию.

Судя по литолого-фациальному облику терригенных и карбонатных толщ каменноугольного и раннепермского возраста в районе Мулдаккульского месторождения минеральных вод широкое развитие получили морские и лагунные палеобассейны с водами Cl–Mg–Na состава повышенной солёности (36–150 г/л). На это указывает загипсованность терригенных отложений янгельской свиты (в гипсоносных породах пройдена шахта на северо-восточном берегу оз. Мартышечьего). Лагунно-морские бассейны с солеными и рассольными водами, судя по палеогеографическим данным, существовали также в турнейское и визейское время. Поэтому следует полагать, что высокоминерализованные седиментогенные воды свойственны не только янгельской свите, но и глубоким осадочным комплексам нижнего карбона.

Таким образом, в ходе седиментогенеза талассогенные растворы карбона и нижней перми были захоронены в горных породах и явились первоосновой подземных седиментогенных вод. В дальнейшем на стадии эпигенеза Cl–Mg–Na воды были превращены в растворы Cl–Ca типа под влиянием процессов метаморфизации в системе «вода–порода» (альбитизации, доломитизации, обменной адсорбции):

$$CaAl_2Si_2O_8\,(\text{анортит}) + 2NaCl\,(\text{вода}) + 4SiO_4 = 2NaAlSi_3O_8\,(\text{альбит}) + CaCl_2\,(\text{вода});$$
$$2CaCO_3\,(\text{известняк}) + MgCl_2\,(\text{вода}) = CaCO_3 \times MgCO_3\,(\text{доломит}) + CaCl_2\,(\text{вода});$$
$$2NaCl\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}) = CaCl_2\ (\text{вода}) + 2Na^{+}\ (\text{адс.});$$
$$MgCl_2\ (\text{вода}) + Ca^{2+}\ (\text{адс.}) = CaCl_2\ (\text{вода}) + 2Mg^{2+}\ (\text{адс.})$$

Геостатическое сжатие пород вызвало поступление поровых и связанных вод в коллекторы, увеличение в них пластовых давлений и напоров вод и, как следствие, восходящую миграцию Cl–Na–Ca рассолов по проницаемой зоне Смеловского разлома в приповерхностную зону, где произошло смешение их с маломинерализованными инфильтрогенными SO_4–HCO_3 водами. Обменно-адсорбционные процессы протекают не только в глубинных условиях, но, вероятно, и в верхних частях янгельского разреза, куда поступают Cl–Mg–Na растворы. На это, в частности, указывает очень высокое содержание в минеральных водах $CaCl_2$ (до 50–70%) на относительно небольших глубинах (60–180 м).

Выполненный математико-статистический анализ гидрогеохимических данных подтверждает выводы, касающиеся источников ионно-солевого состава минеральных вод и их происхождения. Средние концентрации основных ионов в них следующие (г/л): Cl^- 6,0; SO_4^{2-} 1,3; HCO_3^- 0,24; $Na^+ + K^+$ 2,4; Ca^{2+} 1,0; Mg^{2+} 0,53 (табл. 6.19). Отсюда виден вклад каждого

Таблица 6.19

Статистические характеристики геохимических параметров минеральных вод Мулдаккульского месторождения (N = 138)

Наименование характеристик	M	Ингредиенты					
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
$\bar{X}$, мг/л	11495	236	1311	5955	1000	531	2407
S^2	97502235	15048	1006955	32642873	841479	286450	6588981
S	9874,3	122,7	1003,5	5713,4	917,3	535,2	2566,9
Sr, %	85,90	52,01	76,53	95,94	91,77	100,86	106,63
A	0,73	0,29	0,56	0,96	1,50	0,91	1,14
E	–0,23	–0,95	–0,56	0,39	2,24	–0,50	0,69
Z_A	0,04	0,16	0,11	0,08	0,30	0,23	0,14
Z_E	–0,01	–0,26	–0,05	0,02	0,22	–0,06	0,04

из главных ионов в формирование минерализации минеральных вод (средняя 11,5 г/л).

Судя по величине дисперсии S^2 ($n\times(10^5–10^7)$) и стандартного отклонения S ($n\times(10^2–10^3)$), все перечисленные компоненты, за исключением HCO_3^-, играющего в составе вод весьма скромную роль, характеризуются сильной вариабельностью относительно среднего значения. Минерализация и большинство составляющих её ингредиентов распределены симметрично (асимметрия A и эксцесс E < 1) в соответствии с нормальным законом (Z_A 0,04–0,03 и Z_E 0,01–0,22, т.е. <3). Это может рассматриваться как показатель участия многих природных факторов и процессов в формировании химического состава воды. Так, источником ионов Na^+, Cl^- и Mg^{2+} являются погребённые седиментогенные воды лагунно-морских палеобассейнов, Ca^{2+} — терригенные и карбонатные породы, а HCO_3^- и SO_4^{2-} — инфильтрогенные воды, залегающие в верхней части разреза янгельского комплекса.

С позиции инфильтрогенно-седиментогенной концепции формирования вещественного состава минеральных вод Мулдаккульского месторождения также хорошо понятны корреляционные зависимости между их отдельными геохимическими параметрами. Очень сильные, близкие к функциональной положительные связи (r 0,91–0,99) характерны для пар M–Cl^-, M–Na^+, M–Ca^{2+}, Cl^-–Na^+ и Cl^-–Ca^{2+} (табл. 6.20, рис. 6.29–6.33). Они объясняются тем, что основным процессом, контролирующим распределение ионов в минеральных («промежуточных») водах, является процесс смешения более минерализованных седиментогенных глубинных вод с менее минерализованными атмогенными водами. Ведущая роль глубинной составляющей при этом подчеркивается зависимостью минерализации и концентрации перечисленных признаков от глубины залегания минеральных вод (рис. 6.34–6.36). Естественно, что при этом тесно связанными между собою оказываются и главные катионы вод — натрий и кальций (рис. 6.37).

Таблица 6.20

Корреляционная матрица геохимических параметров минеральных вод Мулдаккульского месторождения (N = 138)

Параметры	H, м	M, мг/л	pH	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
H, м	1	0,77	–0,48	–0,27	0,34	0,79	0,75	0,27	0,78
M, мг/л		1	–0,63	–0,28	0,66	0,99	0,82	0,58	0,98
pH			1	0,55	–0,26	–0,65	–0,70	–0,21	–0,61
HCO_3^-				1	0,19	–0,34	–0,65	0,27	–0,27
SO_4^{2-}					1	0,58	0,27	0,91	0,56
Cl^-						1	0,86	0,52	0,98
Ca^{2+}							1	0,20	0,79
Mg^{2+}								1	0,45
$Na^+ + K^+$									1

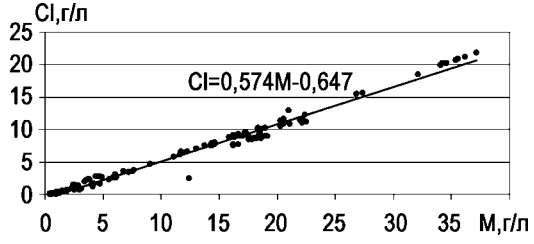


Рис. 6.29. Зависимость минерализации минеральных вод от концентрации хлора

Поскольку существование в палеозойской истории Магнитогорского мегасинклинория бассейнов с водой Cl–Ca типа крайне маловероятно, зависимость между Cl^- и Ca^{2+} объясняется, скорее всего, кинетикой процесса доломитизации, при котором происходит стехиометрический обмен Mg воды на Ca известняков, в результате чего магний утрачивает ранее принадлежащую ему связь с хлором (r 0,52), а кальций её приобретает (r 0,86; рис. 6.38).

Величина кислотно-щелочного потенциала по мере роста глубины залегания и минерализации вод, концентрации в них Cl^-, Ca^{2+} и Na^+ снижается от 7,0 до 6,0 (рис. 6.39–6.41). Поэтому pH с этими показателями связан отрицательной связью, средней по величине (r –0,48...–0,70). Исключение составляет ион HCO_3^-, с которым pH в сульфатно-гидрокарбонатных водах содового типа образует линейную зависимость с коэффициентом корреляции r 0,55 (рис. 6.42).

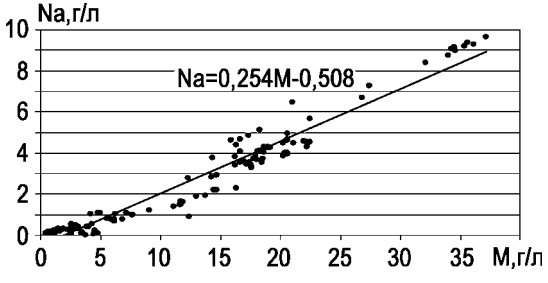


Рис. 6.30. Зависимость минерализации минеральных вод от концентрации натрия

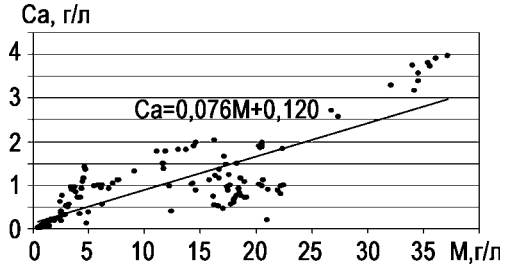


Рис. 6.31. Зависимость минерализации минеральных вод от концентрации кальция

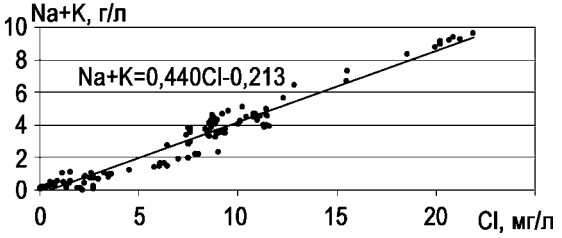


Рис. 6.32. Связь между хлором и натрием в минеральных водах

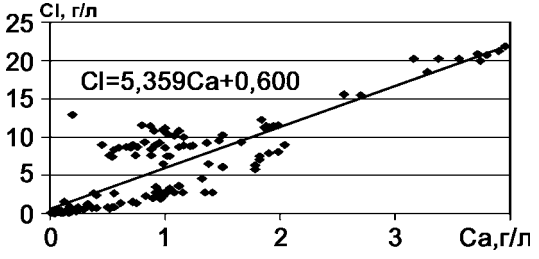


Рис. 6.33. Связь между хлором и кальцием в минеральных водах

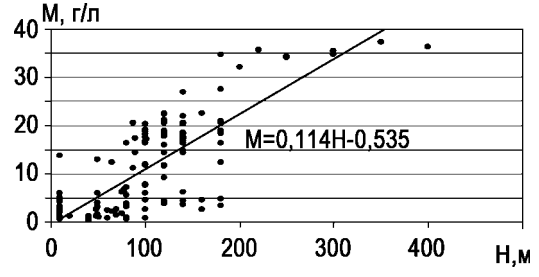


Рис. 6.34. Увеличение минерализации вод с глубиной

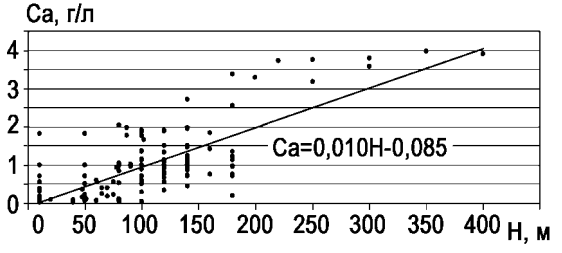


Рис. 6.35. Увеличение концентрации кальция с глубиной

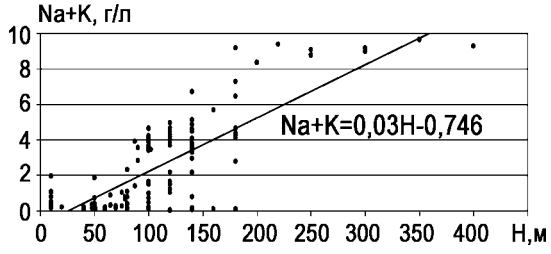


Рис. 6.36. Увеличение концентрации натрия с глубиной

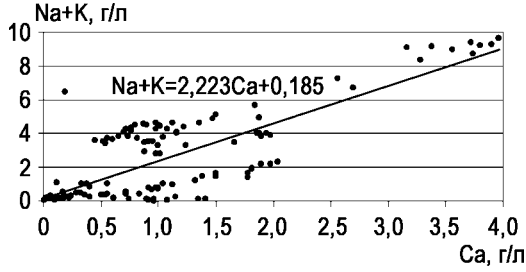


Рис. 6.37. Связь между натрием и кальцием в минеральных водах

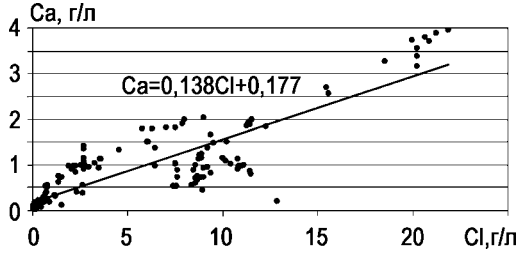


Рис. 6.38. Связь между кальцием и хлором в минеральных водах

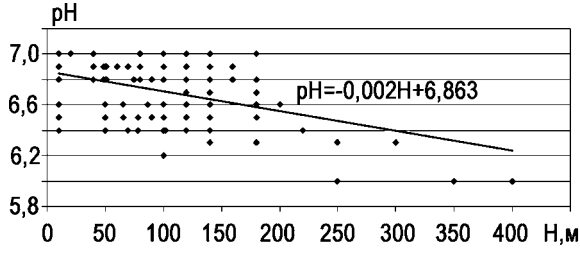


Рис. 6.39. Изменение величины pH с глубиной

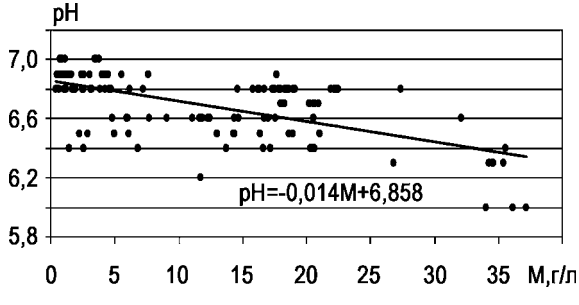


Рис. 6.40. Изменение величины pH по мере роста минерализации вод

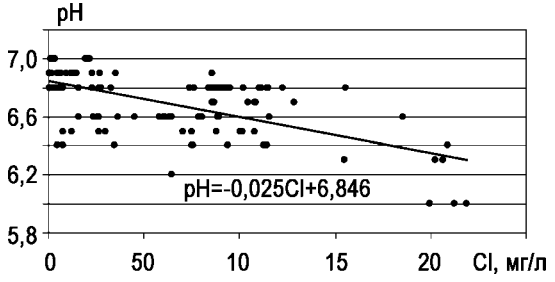


Рис. 6.41. Зависимость pH от концентрации хлора

Своеобразно ведут себя в минеральных водах сульфатный и магниевый ионы. Между собой они связаны очень сильной линейной связью (r +0,91; рис. 6.43). Но в отличие от других гидрогеохимических параметров сила связи их с глубиной, минерализацией, хлором, натрием и кальцием слабая или в лучшем случае средняя (r 0,20–0,58). В результате на соответствующих графиках корреляции (рис. 6.44–6.48) появляются «облака» рассеяния фигуративных точек, удалённые от линий основного тренда. Эти флуктуации образуются в диапазонах глубин 100–180 м и минерализации 16–22 г/л, где концентрация SO_4^{2-} достигает 2,0–3,6 г/л, а Mg^{2+} — 1,0–1,9 г/л. Причём это явление отмечается не во всех скважинах, а только в тех, которыми вскрыты воды хлормагниевого типа (скв. №№ 2, 3, 12, 17, 21). В водах хлоркальциевого типа оно не проявляется (скв. №№ 10, 14). Всё это объясняется, по нашему мнению, двумя обстоятельствами: 1) упомянутыми выше ионообменными реакциями между магнием и кальцием в системе «седиментационная вода – порода» и 2) наличием в разрезе янгельской свиты гипса — источника поступления в инфильтрационные растворы иона SO_4^{2-}.

Заслуживает внимания также линейная зависимость между бикарбонатным и кальциевым ионами: средняя по силе, отрицательная по знаку (r –0,65; рис. 6.49). Объясняется она тем, что поступление кальция в минеральные воды (до 4 г/л) связано не только (и не столько) с конгруэнтным выщелачиванием $CaCO_3$ и более растворимого $CaSO_4$, а с обменно-абсорбционными и обменно-адсорбционными процессами в карбонатных и терригенных породах, приведенными выше.

Важно также отметить, что распределение отдельных компонентов и их взаимоотношения между собой и с минерализацией в минеральных водах Мулдаккульского месторождения очень близки к таковым Ассинского месторождения. Во многих случаях они, как указыва-

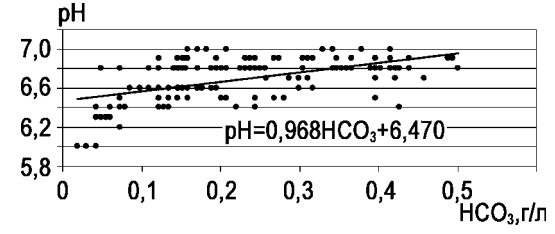


Рис. 6.42. Зависимость pH от концентрации гидрокарбонатного иона

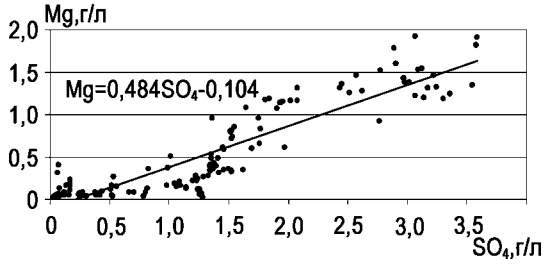


Рис. 6.43. Связь между сульфатным и магниевым ионами в минеральных водах

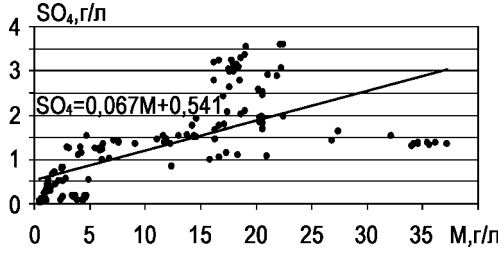


Рис. 6.44. Зависимость минерализации от концентрации сульфатного иона

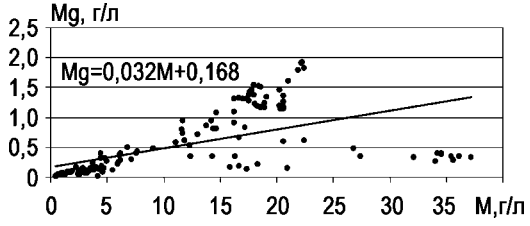


Рис. 6.45. Зависимость минерализации от концентрации магниевого иона

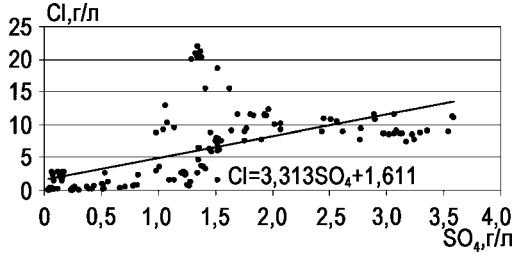


Рис. 6.46. Связь между сульфатным и хлоридным ионами в минеральных водах

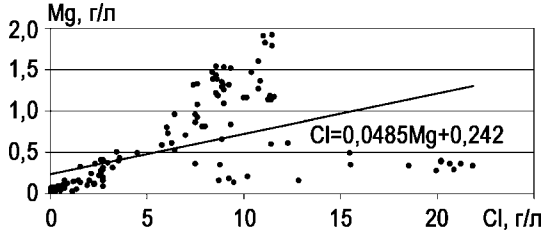


Рис. 6.47. Связь между магниевым и хлоридным ионами в минеральных водах

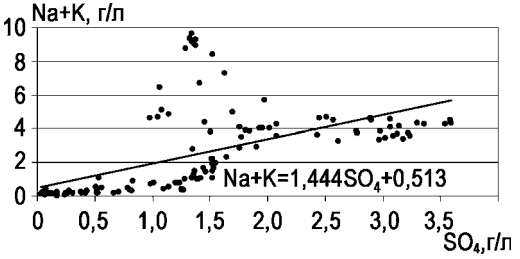


Рис. 6.48. Связь между сульфатным и натриевым ионами в минеральных водах

лось, носят функциональный характер. Это связано с тем, что оба эти месторождения относятся к типу гидроинжекционных, минеральные воды которых образовались в результате взаимодействия исходных седиментогенных и инфильтрогенных вод, отвечающего линейному закону смешения. То есть геохимическая близость минеральных вод Ассинского и Мулдаккульского месторождений имеет под собой генетическую основу. Для маломинерализованных регионально-трещинных вод зоны выветривания Центрально-Уральского поднятия и трещинно-карстовых вод передовых складок Урала корреляционные гидрогеохимические зависимости, как было показано выше, имеют совершенно иной, стохастический характер. Следует также повторить ранее сказанное для Ассинских вод об использовании уравнений регрессии для вычисления концентраций компонентов химического состава вод. Это в равной степени относится и к Мулдаккульским минеральным водам.

Анализ процесса смешения Мулдаккульских минеральных вод (рис. 6.50) показал, что поведение ионов Cl^- и Na^+, а также HCO_3^- и SO_4^{2-} (не показанных на графике ввиду их низкого содержания) соответствует линейному закону Огильви [1925]: $y=a\times x+b$, где x — минерализация, y — концентрация отдельных ионов, a — тангенс угла наклона линии регрессии к оси абсцисс, b — отрезок, отсекаемый линией регрессии на оси ординат. Это означает, что при взаимодействии сульфатно-гидрокарбонатных и хлоридных вод существенного вывода вещества из раствора в виде твёрдой или газовой фаз не происходит. Однако не вполне отвечает линейному закону смешения распределение ионов Ca^{2+} и Mg^{2+}. Причем точки Ca^{2+} на графике располагаются ниже соответствующей линии тренда, а Mg^{2+} — выше неё, что может быть объяснено участием этих ионов в указанных обменных реакциях, происходящих между породой и водой in situ и по мере её перемещения с глубины к поверхности.

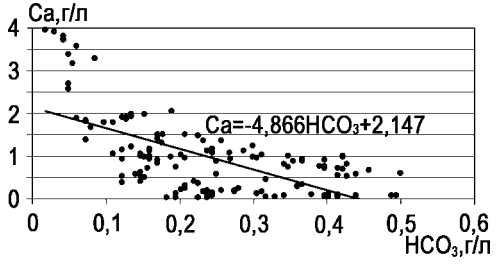


Рис. 6.49. Связь между бикарбонатным и кальциевым ионами

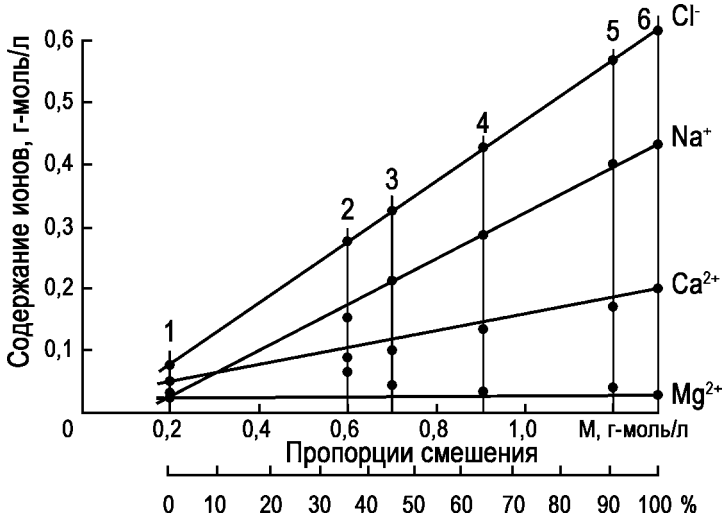


Рис. 6.50. График смешения Мулдаккульских минеральных вод

Таким образом, в результате процесса смешения образовалась широкая гамма Мулдаккульских минеральных вод оригинального ионно-солевого состава.

В 1994–1995 гг. Мулдаккульское месторождение разрабатывалось — производился розлив воды из скважины 10 Сибайским заводом безалкогольных напитков как минеральная вода «Абзелиловская». Производительность скважины составляла 3,7 л/с при понижении 35,2 м. Вода отбиралась с глубины 100–500 м, при этом происходило смешение вод различных интервалов. В результате «осреднённая» вода имела минерализацию 5,3–6,3 г/л, сульфатно-хлоридный магниево-натриево-кальциевый состав, описываемый следующей формулой:

$$N_2\ M\,6{,}3\,\frac{Cl\,75\ SO^4\,23\ HCO^3\,2}{Ca\,48\ Na\,31\ Mg\,21}\,pH\,7{,}56\ Eh + 275.$$

Исследованиями Отдела курортных ресурсов Екатеринбургского медицинского научного центра из биологически активных компонентов в воде скважины 10 определены (мг/л): бром 3,7–13,5; йод 0,3–0,85; железо 0,1–2,1; фтор 0,1–0,3; мышьяк 0,003–0,001; ортоборная кислота 9,2–10,3; метакремниевая кислота 24,9–28,8; ОВ ($C_{орг}$) 8,9–28,5. Из них в биологически значимых концентрациях в минеральной воде находятся только ОВ, что позволяет относить ее к «минеральной с повышенным содержанием органических веществ». Анализ фракционного состава ОВ показал, что в их составе преобладают спирторастворимые соединения (гумусовые вещества, спиртовые смолы) — 4,3–8,8 мг/л; меньшую долю

составляют нейтральные и кислые битумы, содержание которых соответственно 1,0–4,9 и 2,2–5,4 мг/л.

Микробиологические исследования показали, что в воде скважины 10 активно протекают процессы круговорота азота и углерода, на что указывает большое количество аммонифицирующих, нитрифицирующих, денитрифицирующих и маслянокислых бактерий (до 25 000 в 1 мл). В небольшом количестве присутствуют бактерии, разрушающие серусодержащие ОВ (2,5–25,0 бактерий в 1 мл). Клетчаткоразрушающих бактерий в воде не обнаружено. Сульфатредуцирующие и тионовые бактерии, приводящие к изменению и ухудшению органолептических показателей воды при хранении, в минеральной воде также не выявлены, за исключением незначительного количества тионовых бактерий вида *T. thioparus*. В целом микробиологические показатели минеральной воды удовлетворительные.

Анализ данных по содержанию веществ, обладающих токсическим действием или оказывающих влияние на органолептические свойства воды, показал, что такие компоненты, как железо, кобальт, ванадий, барий, цинк, медь, алюминий, селен, ртуть, хром, свинец, мышьяк, уран, радий, стронций-90, цезий, кадмий, полифосфаты, аммоний, нитраты, нитриты, никель, фенолы, находятся в допустимых концентрациях. Содержание марганца (1,0–1,6 мг/л) и лития (0,11–0,16 мг/л) в исследуемой воде превышает их предельно допустимые концентрации, соответственно 0,1 и 0,03 мг/л, установленные для пресных питьевых вод. Однако, учитывая, что минеральные воды используются ограниченно, в строго дозированном количестве, указанное превышение концентрации лития и марганца по сравнению с ПДК для пресных питьевых вод не является противопоказанием для применения минеральной воды в лечебной практике. В ГОСТе 13273-88 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» предельно допустимые концентрации лития и марганца не регламентированы. Все это позволяет данную воду относить к минеральным водам малой минерализации Хиловского типа.

Интерес представляет вода месторождения Мулдаккульское 2, вскрытая скважиной 18 на пологом южном берегу озера (см. рис. 6.24, 6.25). Дебит скважины при самоизливе — 1,2 л/с. Вода маломинерализованная хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная магниево-натриевая:

$$M\,1{,}4\,\frac{HCO^3\,41\;SO^4\,32\;Cl\,27}{Na\,62\;Mg\,20\;Ca\,18}\,pH\,7{,}6\;\;T\,7.$$

Солевой состав воды сложный (%): Na_2SO_4 32, NaCl 27, $Mg(HCO_3)_2$ 20, $Ca(HCO_3)_2$ 18, $NaHCO_3$ 3. По физико-химическим показателям вода этого месторождения близка к Луганской минеральной воде без «специфических» компонентов и свойств и может применяться для лечения желудочно-кишечных заболеваний, болезней обмена веществ, заболеваний печени и др.

Большой интерес представляют вода и грязи оз. Мулдаккуль. Это единственное в Республике Башкортостан озеро, имеющее высокую минерализацию (14–25 г/л) и сульфатно-хлоридный магниево-натриевый состав. Озеро известно с XVIII века. Оно впервые описано ботаником И.П. Фальком в 1711 г. как весьма соленое и без рыбы. Озеро издавна использовалось населением Зауралья для лечения различных болезней воспалительного характера, ревматизма. Озеро Мулдаккуль бессточное, объём воды 13 млн. м^3. Параметры озера за последние 60 лет менялись значительно. По данным Г.В. Вахрушева [1961], глубина озера в 1932 г. была 2,6–2,7 м, а в 1951 г. — 4,6–4,7 м. В зависимости от этого изменялась и минерализация воды от 24 до 12,1 г/л (см. табл. 6.16). Сплошные иловые отложения начинаются в 100–150 м от берега. Мощность ила < 0,5 м, цвет темный (почти черный), плотность ~ 1,25 г/см^3, влажность < 83%. Состав грязи приведен в табл. 6.21.

Таблица 6.21

Химический состав грязей озера Мулдаккуль [Абдрахманов, Попов, 1999]

Компоненты	%
1	2
На сырую грязь	
Вода	64,66
Растворенные соли	1,9454
Натрий (Na^+)	0,4487
Кальций (Ca^{2+})	0,0844
Магний (Mg^{2+})	0,1215
Хлор (Cl^-)	0,9592
Сульфат (SO_4^{2+})	0,2778
Гидрокарбонат (HCO_3^-)	0,0538
Карбонат (CO_3^{2-})	–
Кальциево-магнезиальный скелет	13,6383
Сернокислый кальций ($CaSO_4$)	0,5302
Фосфорнокислый кальций ($Ca_3(PO_4)_2$)	0,1169
Углекислый кальций ($CaCO_3$)	11,1277
Углекислый магний ($MgCO_3$)	1,8635
Глина	11,24
Коллоиды	7,51
Кремнезем (SiO_2)	0,20
Сернистое железо (FeS)	0,12
Окисел алюминия (Al_2O_3)	0,84
Окисел железа (Fe_2O_3)	0,57
Органическое вещество	5,79
Магний (Mg^{2+}) избыточный	0,1795
Сумма анализа	99,17

Таблица 6.21 (окончание)

1	2
На сухую грязь	
Кальциево-магнезиальный скелет	41,88
Глинистый состав	34,52
Коллоидный комплекс,	23,50
в том числе органика	17,77
Магний (Mg^{2+}) избыточный	0,55

В заключение остановимся кратко на генезисе озера Мулдаккуль. Считается, что оно образовалось в раннечетвертичное время, когда произошли тектонические движения, изменившие направление речной сети. Проходившая через район озера р. Мал. Кизил повернула свое течение с меридионального на широтное в результате образовавшегося севернее будущего озера поднятия, и древняя долина превратилась в котловину озера Мулдаккуль. В питании последнего кроме атмосферных осадков и речных вод приняли участие инфильтрационные подземные воды и глубокие седиментационные воды, разгружающиеся по зоне Смеловского разлома. В результате участия этих вод, различных по составу и минерализации, сформировался современный геохимический облик озера. В настоящее время значительное влияние на минерализацию и состав воды оказывают процессы испарения, о чём, как указывалось, свидетельствует изотопный состав водорода и кислорода.

6.4.3. Минеральные воды нижнего течения р. Таналык

Минеральные воды обнаружены в южной равнинно-степной части Южно-Уральского орогена с отметками рельефа 350–400 м. Гидрографическая сеть принадлежит бассейну р. Урал (р. Таналык с притоками Ташла, Макан и др.). Модуль стока в этой засушливой зоне $< 0{,}2–0{,}1$ л/с×км^2. Река Таналык с площадью водосбора 4 160 км^2 является основной водной артерией этой территории. Расход воды колеблется от 0,07 (март) до 20,03 м^3/с (апрель). Средний годовой расход воды в устье составляет 7,9 м^3/с, а летний меженный сток 95% обеспеченности — 0,025 м^3/с.

По медико-климатическим условиям бассейн нижнего течения р. Таналык в целом является благоприятным для климатотерапии (до 53–79%). Наиболее благоприятно летне-осеннее время (преобладают солнечные дни, малое количество пасмурных дней, слабая изменчивость атмосферного давления). Неблагоприятным фактором является слабая обеспеченность водными ресурсами. Для уменьшения влияния этого негативного фактора создаются водохранилища: Акъярское на р. Ташла (49,4 млн. м^3), Таналыкское на р. Таналык (14,2 млн. м^3), Маканское на р. Макан (9,3 млн. м^3) и др.

В связи с организацией санатория-профилактория в этом отдаленном районе Республики Башкорстостан была выполнена оценка лечебных природных ресурсов, в том числе минеральных вод. По геолого-гидрогеологическим условиям наиболее благоприятным для обнаружения минеральных вод оказался бассейн нижнего течения р. Таналык. В геолого-тектоническом отношении он расположен в южной части Уртазымского синклинория, ограниченного с запада Ирендыкским антиклинорием, а с востока — Кизильским синклинорием. Сложен Уртазымский синклинорий породами девонского (баймак-бурибайская, улутауская, зилаирская свиты), юрского и мелового возраста (рис. 6.51). На отдельных участках они перекрыты неогеново-четвертичными отложениями. В долинах рек развиты маломощные аллювиальные и делювиальные четвертичные осадки.

Минеральные воды приурочены к вулканогенным, вулканогенно-осадочным образованиям девона и осадочным породам юры (табл. 6.22). В девоне водоносны порфириты и их туфы, диабазы, туфопесчаники, кремнистые сланцы и др. Воды залегают на глубине 10–56 м. Дебит скважин колеблется от 0,1 до 3 л/с при понижении 13–41 м. Химический состав вод сложный — пяти- и шестикомпонентный (см. табл. 6.22), минерализация вод 1,4–2,3 г/л. Солевой состав представлен (%): $Ca(HCO_3)_2$ 3–32, $CaSO_4$ 3–33, $MgSO_4$ 11–33, $MgCl_2$ 1–31, NaCl 16–65, Na_2SO_4 2–14. Минерализация вод вулканогенно-осадочных пород 1,4–4,8 г/л, а осадочных (юрских) — до 11 г/л, величина pH 7,3–8,8. Тип воды II (сульфатно-натриевый), реже IIIа (хлормагниевый) и IIIб (хлоркальциевый). Согласно ГОСТу 13273-88 они относятся к Луганскому типу минеральных вод.

При инженерно-геологических изысканиях под строительство Акъярского водохранилища и поисковых работах на пресные воды для водоснабжения районного центра с. Акъяр в морских отложениях юрского возраста (засолённые глины с прослоями галечников) обнаружены довольно интересные минеральные воды [Абдрахманов, 2003 г.]. Наиболее минерализованные воды (4,5–11 г/л) приурочены к левому борту долины р. Ташла (рис. 6.52, №№ 8а–8д). Состав их хлоридный, сульфатно-хлоридный магниево-натриевый, кальциево-магниево-натриевый, кальциевый, величина pH 7,65–8,25, тип воды IIIа и IIIб. Формула химического состава:

$$N_2\ M\,11\ \frac{Cl\,67\ \ SO^4\,28\ \ HCO^3\,5}{Na\,50\ \ Mg\,37\ \ Ca\,13}\ pH\,8{,}25.$$

Глубина залегания минеральных вод < 10–20 м. Они слабонапорные (2–6 м), пьезометрический уровень устанавливается на глубине 1–8 м (рис. 6.53). Дебит скважин составляет 1,5–3 л/с при понижении 2–2,5 м.

Близкими по составу к описываемым минеральным водам являются используемые в России воды Крымского и Луганского (см. табл. 6.22, №№ 8а, 8д), Нижнесергинского (№ 8б), Ижевского и Новоижевского типов (№№ 8в, 8г).

В этом районе также могут быть обнаружены и использованы в организуемом санатории-профилактории «полиметальные» воды Гайского типа. Этот тип вод обнаружен на Бурибайском месторождении в туфопесчаниках и рудных породах диабазового состава (D_3zl). Состав их сульфатно-хлоридный магниево-кальциевый, минерализация 4,8 г/л (см. табл. 6.22, № 6). Содержание металлов составляет (мг/л): Fe^{2+} 225, Fe^{3+} 375, Cu 140, Zn 66.

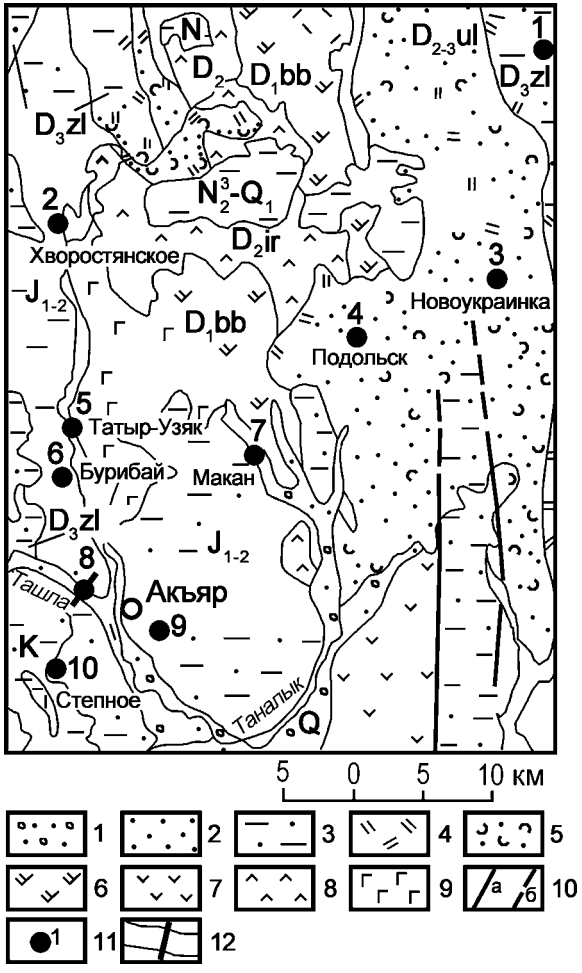


Рис. 6.51. Карта проявлений минеральных вод в бассейне нижнего течения р. Таналык
Условные обозначения: 1 — галечники, конгломераты, песчаники; 2 — пески и алевриты, песчаники и алевролиты; 3 — песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 — кремнистые и глинистые сланцы; 5 — туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы; 6 — порфириты и их туфы; 7 — андезитовые порфириты и их туфы; 8 — базальтовые порфириты и их туфы; 9 — диабазы, базальтовые порфириты; 10 — разрывные нарушения (а — достоверные, б — предполагаемые); 11 — проявления минеральных вод по табл. 6.22; 12 — створ Акъярского водохранилища

Таблица 6.22

Химический состав проявлений минеральных вод бассейна нижнего течения р. Таналык

№№ скв. по рис. 6.51	Место взятия пробы	Породы, их возраст, глубина скв., м	Дебит, л/с / Пониж.,м	pH	М, г/л	Ингредиенты, мг/л, % -моль						Индекс состава воды
						HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	
1	5 км С с. Целинное	Сланцы кремнистые, D_3zl, 56,0	3,0 / 36,0	8,1	1,65	305,0 20,0	528,9 44,0	319,5 36,0	266,0 53,1	45,6 15,0	183,77 32,1	$CClS^{NaCa}_{IIIa}$
2	0,1 км СЗ п. Хворостянское	Диабазы, D_3zl, 70,0	0,1 / 30,0	7,5	1,55	353,8 24,1	287,0 24,8	436,0 51,1	84,0 7,2	90,0 30,3	293,7 52,5	$CSCl^{MgNa}_{II}$
3	Центр д. Новоукраинка	Порфириты, $D_{2-3}ul$, 60,0	0,64 / 41,0	7,5	1,81	341,6 20,3	567,2 42,9	358,6 36,7	146,0 26,3	76,8 22,8	323,84 50,9	$CClS^{MgCaNa}_{II}$
4	0,2 км С с. Подольск	Порфириты, $D_{2-3}ul$, 57,0	1,44 / 13,0	7,7	1,37	268,4 20,6	256,8 25,1	411,8 54,3	90,0 20,9	60,0 22,9	278,3 56,2	$CSCl^{CaMgNa}_{II}$
5	0,15 км С с. Татыр-Узяк	Сланцы кремнистые, D_1bb, 56,0	1,7 / 37,5	8,8	1,37	402,6 31,7	251,0 25,1	319,5 43,2	138,0 33,4	62,7 25,0	197,57 41,6	$SCCl^{MgCaNa}_{IIIa}$
6	0,2 км Ю п. Бурибай	Туфопесчаники, D_3zl, 31,0	0 / –	7,5	4,78	250,1 14,3	344,6 25,1	641,8 60,6	316,6 52,6	114,3 31,3	111,3 16,1	$SCl^{MgCa}_{IIIб}$
7	ЮВ п. Макан	Порфириты, D_1bb, 77,0	1,4 / 30,0	7,3	1,56	298,9 19,9	177,6 15,0	568,0 65,1	112,3 22,8	33,9 11,3	372,6 65,9	Cl^{CaNa}_{II}
8а (С–3)	1 км СЗ с. Акъяр	Галечниковые отложения, J_{1-2}, 15,0	2,0 / 2,4	7,7	2,81	237,9 8,2	222,98 9,8	1384,0 82,0	164,0 17,3	117,95 20,4	679,42 62,3	Cl^{MgNa}_{IIIa}
8б (С–12)	Там же	Галечниковые отложения, J_{1-2}, 20,0	1,5 / 2,5	8,0	4,51	244,0 5,1	260,42 6,9	2465,3 88,0	246,0 15,6	267,5 27,9	1023,7 56,5	$Cl^{MgNa}_{IIIб}$
8в (С–7)	Там же	Галечниковые отложения, J_{1-2}, 15,0	3,0 / 2,0	8,1	7,58	262,3 3,3	1327,6 21,2	3503,3 75,5	600,0 23,0	486,4 30,6	1396,1 46,4	Cl^{CaMgNa}_{IIIa}
8г (С–8)	Там же	Галечниковые отложения, J_{1-2}, 10,0	2,0 / 2,5	8,3	11,0 0	579,50 5,1	2496,0 27,8	4454,8 67,1	480,0 12,8	851,2 37,5	2139,0 49,7	Cl^{MgNa}_{IIIa}
8д (С–11)	Там же	Галечниковые отложения, $J_{1\ 2}$, 10,0	2,0 / 2,5	7,8	2,55	335,5 13,0	301,56 14,9	1081,3 72,1	116,0 13,7	135,0 26,3	583,97 60,0	Cl^{MgNa}_{IIIa}
9	0,1 км З с. Акъяр	Галечниковые отложения, $alQ+J_{1-2}$, 12,0	1,66 / 8,0	8,0	2,29	512,4 24,3	859,2 51,9	290,8 23,8	276,6 40	136,2 32,5	218,5 27,5	$ClCS^{NaMgCa}_{II}$
10	0,1 км З п. Степной	Галечниковые отложения, J_{1-2}, 25,0	2,5 / 13,0	7,0	1,80	305,0 17,8	512,85 38,1	440,2 44,1	200,0 35,7	79,2 23,3	264,27 41,0	SCl^{MgCaNa}_{IIIa}

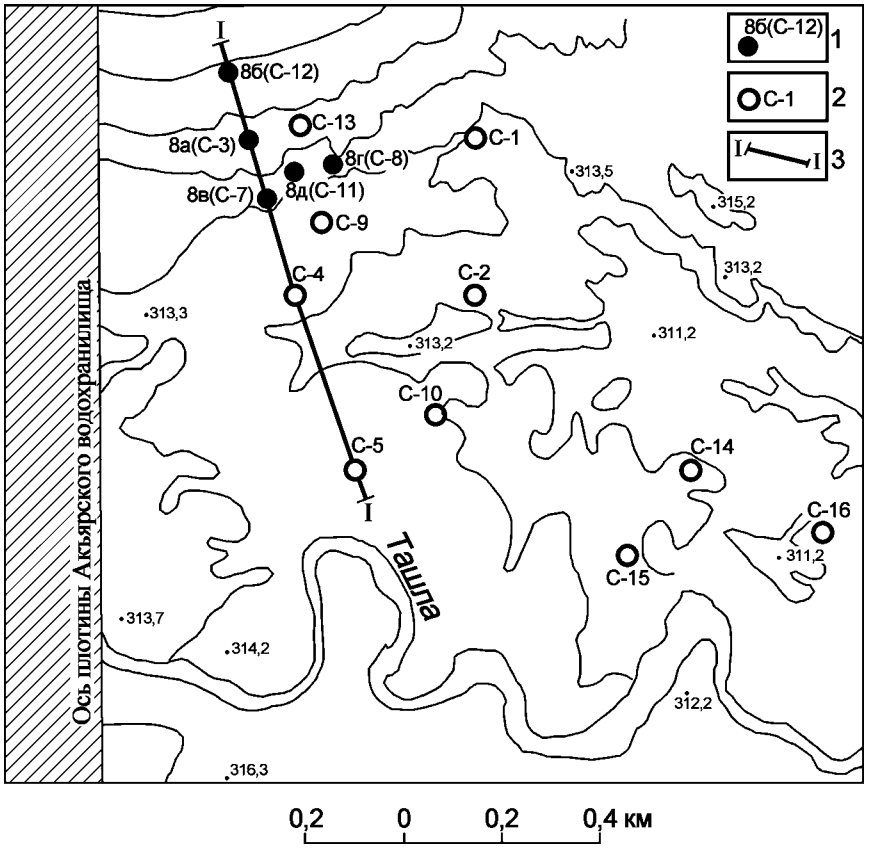


Рис. 6.52. Схема расположения скважин с минеральной водой в районе Акъярского водохранилища [Абдрахманов, 2003 г.]

Условные обозначения: 1 — скважина с минеральной водой по табл. 6.22 (в скобках номер по первоисточнику), 2 — инженерно-геологическая скважина, 3 — гидрогеологический разрез

6.5. Оценка лечебных свойств минеральных вод

Использование вод как для питьевых, так и бальнеологических целей, как известно, базируется на результатах специальных фармакологических и экспериментально-клинических исследований. В России, странах СНГ и Балтии в настоящее время для обеспечения минеральными водами курортов, санаториев-профилакториев, бальнеолечебниц и заводов розлива эксплуатируется > 500 месторождений, на базе которых накоплен большой опыт использования в лечебной практике вод различных типов. Поэтому

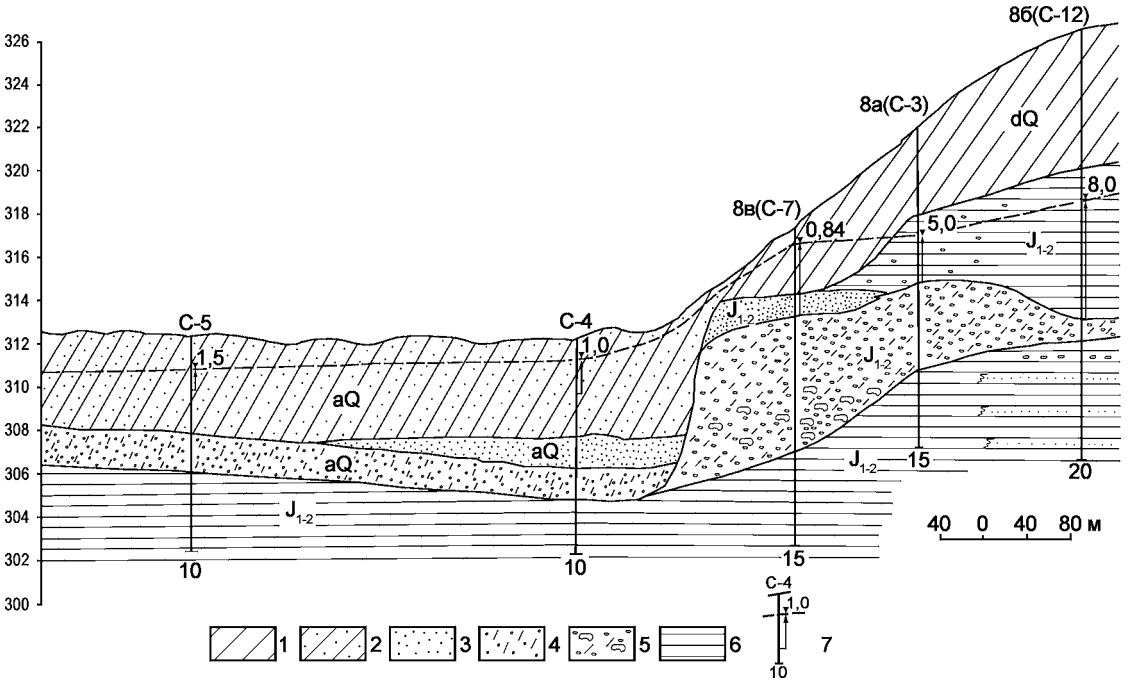


Рис. 6.53. Гидрогеологический разрез по линии I–I

Условные обозначения: 1 — глины, суглинки; 2 — суглинки, супеси; 3 — пески; 4 — гравийные отложения с глинистым заполнителем; 5 — гравийно-галечниковые отложения с глинистым заполнителем; 6 — плотные глины с прослоями песка; 7 — скважина: вверху — номер, внизу — глубина, справа — пьезометрический уровень подземных вод, стрелка соответствует напору вод

для предварительной оценки лечебного действия минеральных вод новых месторождений широко используется метод аналогии, заключающийся в сопоставлении их физико-химических показателей с таковыми используемых аналогов, хорошо изученных в бальнеотерапевтическом отношении. Окончательное медицинское заключение и показания к лечебному применению минеральных вод с указанием используемого аналога, дают специализированные научные центры: Всесоюзный научный центр медицинской реабилитации и физической терапии (ВНЦИРиФТ, бывший Центральный научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии, ЦНИИКиФ, г. Москва), Екатеринбургский научный центр профилактики и охраны здоровья рабочих промпредприятий (ЕМНЦ, бывший Свердловский научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии СНИИКиФ), Пятигорский научно-исследовательский институт курортологии и физиотерапии (ПНИИКиФ) и др.

Установление аналогов отдельных типов минеральных вод выполняется с помощью классификационной таблицы и ГОСТа 13273-88 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» [ГОСТ, 2003]. На Южном Урале выявлено около 15 типов минеральных вод.

К геохимически «запрещённым» типам минеральных вод, для формирования которых на территории Южного Урала нет реальных геологических предпосылок, относятся, как уже отмечалось, углекислые и кремнистые термальные воды.

Неизвестны азотные и метановые гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые воды с минерализацией >1 г/л. Они могут сформироваться только в углекислой среде, обеспечивающей растворение $CaCO_3$ и $MgCO_3$.

Также неизвестны в подземной гидросфере региона азотные сероводородные гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные воды, а также метановые сероводородные сульфатные воды. Последнее связано с тем, что сульфаты накапливаются в окислительной обстановке верхней зоны интенсивного водообмена, а метан — напротив, в восстановительной среде нижних гидрогеодинамических зон.

Не существуют пресные, солоноватые и соленые сульфатные, хлоридно-гидрокарбонатные и другие бромные и йодные воды.

Воды бальнеотерапевтические, используемые для приготовления лечебных ванн (сероводородных, йодобромных и др.), не должны иметь минерализацию >150 г/л. При более высоком содержании солей (хлориды натрия, магния и кальция) они должны разводиться пресной водой во избежание сильного химического раздражения кожного покрова. В России и на зарубежных курортах используют «купальные» рассолы с минерализацией до 100–140 г/л («Серегово» — 95 г/л, «Усолье Сибирское» — 73 г/л, «Усть-Кут» — 140 г/л). При решении вопроса об оптимальной минерализации

вод надо учитывать опыт их использования в той или иной бальнеолечебнице, состояние больного и пр.

В Западно-Уральской зоне среди сероводородных (сульфидных) вод бальнеологического (наружного) назначения установлено 10 типов, отличающихся друг от друга концентрацией H_2S, ионно-солевым, газовым составом и величиной минерализации. Они относятся к Хиловскому, Тамискому, Арчманскому, Красноусольскому 2, Усть-Качкинскому 2 и Ишимбайскому типам. Некоторые типы сероводородных вод не имеют аналогов в России, странах СНГ и Балтии. Сульфидные воды служат весьма эффективным средством для лечения болезней опорно-двигательного аппарата, сердечно-сосудистой и нервной систем, кожных, гинекологических и других заболеваний.

Радоновые воды представлены типом Кройцнах (Германия). Воды типа Кройцнах сочетают в себе повышенные концентрации радона и водорастворенных солей, а также хлоридный кальциево-натриевый состав. В Западно-Уральском ААБ к ним близка вода Красноусольская 2 (Rn 25 нКи/л, *M* 13,5 г/л, $CaCl_2$ 11%, *T* 12,4°С).

Основным типом минеральных вод в Магнитогорском мегасинклинории является Луганский, отличительной чертой которого служит смешанный катионный и анионный состав при относительно низкой минерализации (1–3 г/л). Довольно широко здесь также представлены хлоридные минеральные воды, которые в зависимости от состава преобладающих катионов относятся к Ижевскому, Хиловскому и другим типам. В глубоких частях синклинория к тектонически раздробленным зонам приурочены хлоридные натриевые и кальциево-натриевые бромные рассолы типа Усть-Качкинский 3.

«Полиметальные» воды, формирующиеся в зонах окисления медноколчеданных месторождений Учалинского, Сибайского, Бурибайского и др. представляют интерес как в бальнеологическом, так и питьевом отношениях. Известными представителями вод этого типа являются Дегтярские, Блявинские, Гайские.

Подземные минеральные воды и грязи являются мощным лечебным фактором, оказывающим сильное физиологическое воздействие на организм человека. Повышение уровня здоровья населения, проживающего на территории республики, где до 50% заболеваний вызвано некондиционной питьевой водой, вполне обоснованно связывается с вводом в эксплуатацию новых экологически чистых источников водоснабжения и более широким использованием минеральных вод и грязей.

Глава 7

ГИДРОГЕОЭКОЛОГИЯ ГОРНОРУДНЫХ РАЙОНОВ

7.1. Общая характеристика предприятий горной отрасли

На Южном Урале известно >500 месторождений и рудопроявлений черных, цветных и благородных металлов — меди, цинка, железа, марганца, золота и др. (рис. 7.1).

Освоение недр Южного Урала началось в XVII–XVIII веках, которые характеризуются бурным развитием горно-металлургического производства. Южный Урал — один из основных поставщиков медных и цинковых концентратов металлургическим заводам Урала. Доля региона в общероссийской добыче меди в концентратах составляет 12–15%, цинка — 49%; в общеуральской — меди 35% и цинка 69%. Юбилейное, Подольское, Сибайское, Учалинское, Новоучалинское и Гайское месторождения относятся к числу крупнейших на Урале. Эти и другие месторождения кроме меди и цинка содержат значительное количество золота и серебра, запасы и прогнозные ресурсы которых составляют соответственно 22 и 23,3% от таковых России [Чернов и др., 2004]. Руды месторождений также содержат селен, теллур, кадмий, кобальт, галлий, германий, индий и платиноиды, которые не извлекаются и не учитываются в стоимости продукции.

Эксплуатация этих месторождений приводит к накоплению гигантских объёмов твёрдых, сброса жидких и выброса газопылевых отходов, и в итоге — к образованию специфического сернокислого техногенного ландшафта. Структура основных предприятий минерально-сырьевого комплекса в границах Республики Башкортостан следующая:

- добыча и переработка руд медно-колчеданных и полиметаллических месторождений: ОАО «Башкирский медно-серный комбинат» (БМСК), ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат» (УГОК), ЗАО «Бурибаевский горно-обогатительный комбинат» (БГОК);
- добыча и переработка руд черных металлов: ОАО «Белорецкий металлургический комбинат» (БМК), ООО «Туканский рудник»;

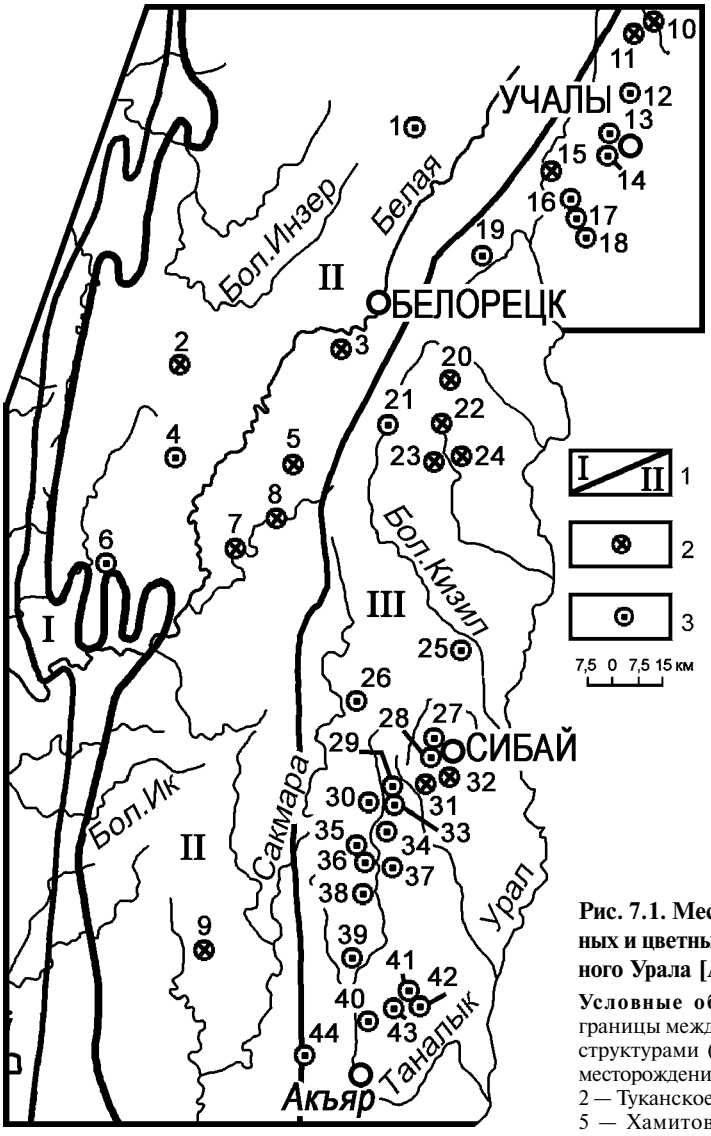


Рис. 7.1. Месторождения черных и цветных металлов Южного Урала [Атлас ..., 2005]

Условные обозначения: 1 — границы между тектоническими структурами (см. рис. 2.1); 2 — месторождения черных металлов: 2 — Туканское, 3 — Шигаевское, 5 — Хамитовское, 7 — имени Менжинского, 8 — Бол. Башарт, 9 — Зилаирское, 10 — Кожаевское, 11 — Красовское, 15 — Уразовское, 20 — Ниязгуловское, 22 — Кусимовское, 23 — Кутырды, 24 — Ялимбетовское, 31 — Файзуллинское, 32 — Янзигитовское; 3 — месторождения цветных и благородных металлов: 1 — Верхнеаршинское, 4 — Горный Прииск, 6 — Кужинское, 12 — Муртыкты, 13 — Учалинское, 14 — Новоучалинское, 16 — Западно-Озерное, 17 — Узельгинское, 18 — Молодежное, 19 — Миндякское, 21 — Салаватское, 25 — Бакр-Узяк, 26 — Тубинское, 27 — Камаганское, 28 — Сибайское, 29 — Графское, 30 — Куль-Юрт-Тау, 33 — Таналык-Баймакское, 34 — Семеновское, 35 — Бакр-Тау, 36 — Таш-Тау, 37 — Балта-Тау, 38 — Майское, 39 — Юбилейное, 40 — Бурибай, 41 — Подольское, 42 — Маканское, 43 — Октябрьское, 44 — Ивановское

- эксплуатация золотосодержащих руд различных типов месторождений: Семеновская (СЗИФ) и Тубинская золотоизвлекательные фабрики, Миндякский горно-обогатительный комбинат (МГОК), Башкирская золотодобывающая компания (кучное выщелачивание), Баймакский медеплавильный завод (БМЗ) и др.

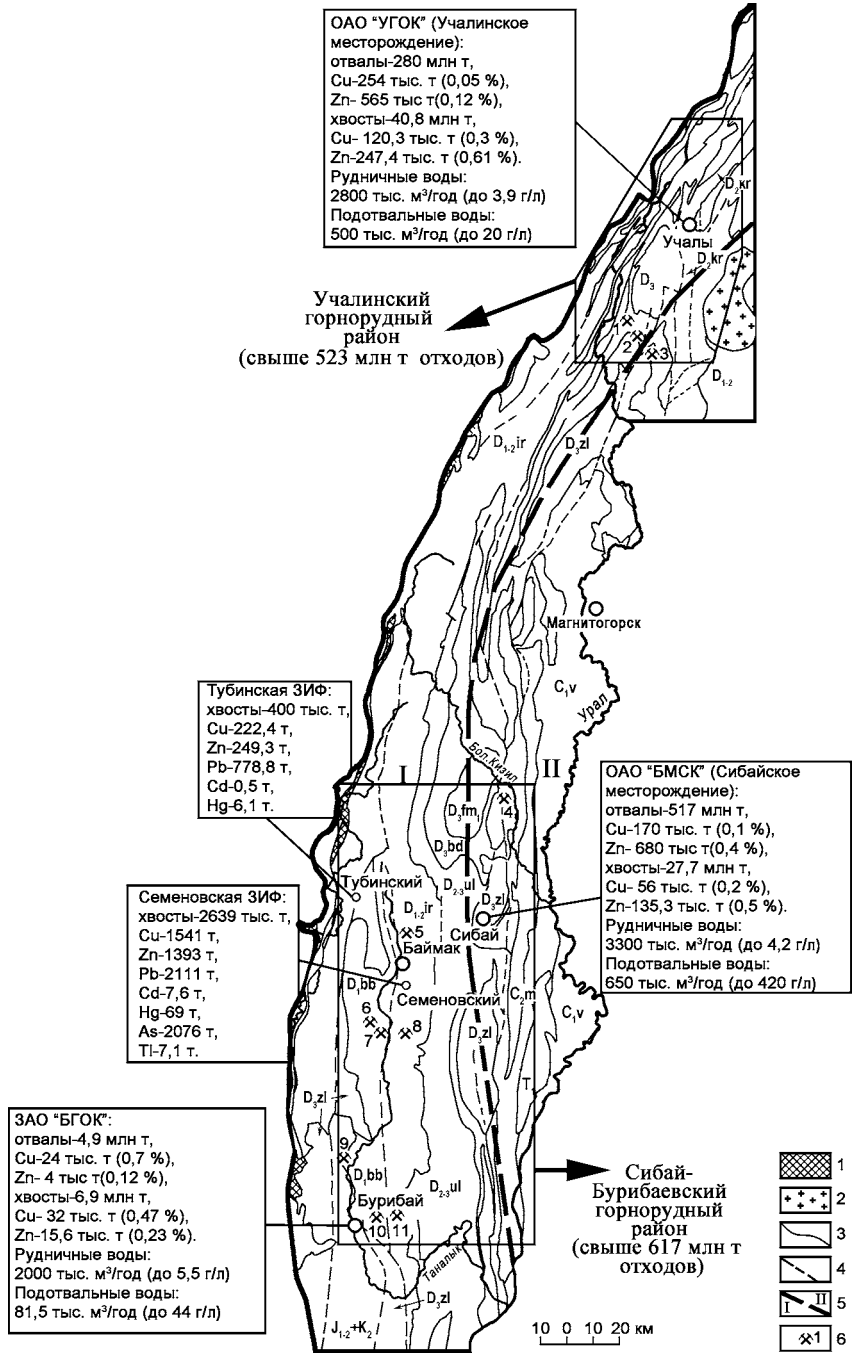
Необходимо отметить, что отходы БМК в большинстве своем относятся к 5 классу опасности (неопасные), поэтому в дальнейшем рассматриваются геоэкологические проблемы, связанные с БМСК, УГОК, БГОК и СЗИФ. Данные предприятия оказывают наибольшее негативное техногенное воздействие на окружающую природную среду (ОПС) Южного Урала.

Башкирский медно-серный комбинат — горнорудное предприятие по добыче и обогащению руд Сибайского (рис. 7.2) и других медно-колчеданных месторождений. Эксплуатация Сибайского месторождения началась в 1947 г. В состав БМСК входят Сибайский рудный и известняковый карьеры, обогатительная фабрика, а также подземный рудник. Кроме того, БМСК в разное время отрабатывались месторождения Камаган, Бакр-Узяк, Куль-Юрт-Тау, Бакр-Тау, Балта-Тау и др. Основным горнопромышленным центром БМСК является г. Сибай.

Бурибайское месторождение открыто в 1929 г. Как и на других месторождениях медно-колчеданных руд Южного Урала, здесь сначала были обнаружены золотосодержащие бурые железняки так называемой «железной шляпы». Первичные медно-колчеданные руды выявились позже (1930 г.), что определило образование Бурибайского рудника (см. рис. 7.2). Обогатительная фабрика начала работать в 1937 г. как золотоизвлекательная, но в 1942 г. ее переоборудовали для переработки медноколчеданных руд. БГОК отработаны Бурибайское и Маканское месторождения. В настоящее время подземным способом разрабатывается Октябрьское месторождение. В состав БГОК входят Октябрьский подземный рудник, эксплуатирующийся с 1976 г., и обогатительная фабрика.

Учалинский горно-обогатительный комбинат был образован в 1953 г. на базе нового колчеданного месторождения. В 1956 г. был пущен в строй комплекс обогатительной фабрики. Карьерным способом отработаны 3 месторождения: Учалинское (см. рис. 7.2), им. XIX партсъезда и Молодежное. В настоящее время подземным способом отрабатываются Узельгинское и Учалинское месторождения, открытым — Юбилейное.

Семеновская золотоизвлекательная фабрика (рис. 7.3) являлась предприятием ГПП «Башзолото». Фабрика расположена в 12 км южнее г. Баймак. На первом этапе деятельности (начиная с 1908 г.) на СЗИФ для целей извлечения самородного золота тонких фракций использовались эфельные отвалы Тубинского рудника. Здесь применялась технология амальгамации. С 1943 г. предприятие работало в сезонном режиме с использованием технологии цианирования золотосодержащих руд. Переработка золотосодержащих руд на предприятии осуществлялась по технологии цианистого


ОАО "УГОК" (Учалинское месторождение):
отвалы-280 млн т,
Cu-254 тыс. т (0,05 %),
Zn- 565 тыс т(0,12 %),
хвосты-40,8 млн т,
Cu- 120,3 тыс. т (0,3 %),
Zn-247,4 тыс. т (0,61 %).
Рудничные воды:
2800 тыс. м³/год (до 3,9 г/л)
Подотвальные воды:
500 тыс. м³/год (до 20 г/л)
Учалинский горнорудный район (свыше 523 млн т отходов)
Учалы
Магнитогорск
Урал
Тубинская ЗИФ:
хвосты-400 тыс. т,
Cu-222,4 т,
Zn-249,3 т,
Pb-778,8 т,
Cd-0,5 т,
Hg-6,1 т.
ОАО "БМСК" (Сибайское месторождение):
отвалы-517 млн т,
Cu-170 тыс. т (0,1 %),
Zn- 680 тыс т(0,4 %),
хвосты-27,7 млн т,
Cu- 56 тыс. т (0,2 %),
Zn-135,3 тыс. т (0,5 %).
Рудничные воды:
3300 тыс. м³/год (до 4,2 г/л)
Подотвальные воды:
650 тыс. м³/год (до 420 г/л)
Семеновская ЗИФ:
хвосты-2639 тыс. т,
Cu-1541 т,
Zn-1393 т,
Pb-2111 т,
Cd-7,6 т,
Hg-69 т,
As-2076 т,
Tl-7,1 т.
Тубинский
Баймак
Сибай
Семеновский
ЗАО "БГОК":
отвалы-4,9 млн т,
Cu-24 тыс. т (0,7 %),
Zn- 4 тыс т(0,12 %),
хвосты-6,9 млн т,
Cu- 32 тыс. т (0,47 %),
Zn-15,6 тыс. т (0,23 %).
Рудничные воды:
2000 тыс. м³/год (до 5,5 г/л)
Подотвальные воды:
81,5 тыс. м³/год (до 44 г/л)
Бурибай
Сибай-Бурибаевский горнорудный район (свыше 617 млн т отходов)
10 0 10 20 км

илового процесса, основанной на растворении золота и серебра в цианистых растворах с последующим осаждением благородных металлов на цинковой стружке. СЗИФ перерабатывала по указанной технологии золотосодержащие руды месторождений Южного Урала: Горная Байкара, Санкым, Балта-Тау, Красноуральское, Гайское и др. В настоящее время фабрика ликвидирована и проводится демеркуризация и рекультивация территории.

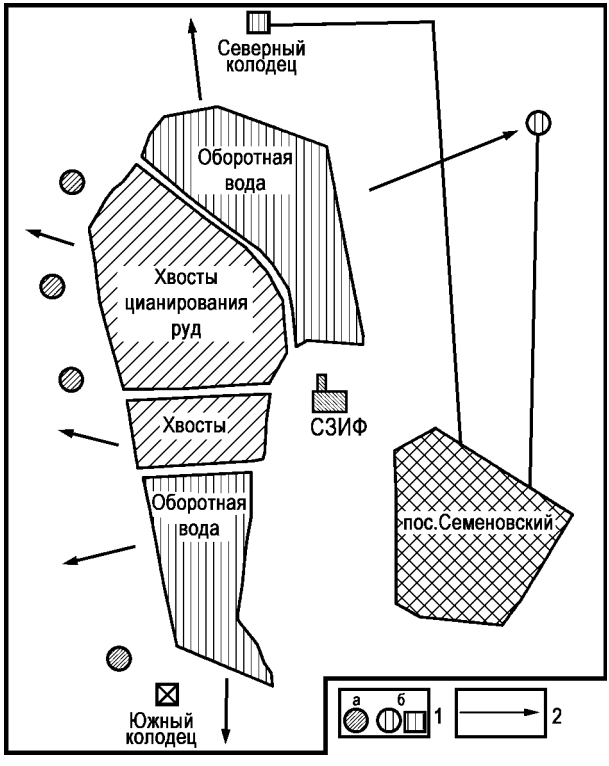


Рис. 7.3. Схема расположения отходов Семеновской золотоизвлекательной фабрики [Абдрахманов, 2005]

Условные обозначения: 1а — режимная скважина, 1б — скважина и колодец для водоснабжения, 2 — направление миграционных потоков токсикантов

← Рис. 7.2. Горнопромышленные предприятия Южного Урала, геохимический спектр и объемы отходов

Условные обозначения: 1 — серпентиниты; 2 — гранитные массивы; 3 — стратиграфические границы; 4 — разрывные нарушения; 5 — граница между западной и центральной частями Магнитогорской мегазоны; 6 — основные месторождения (1 — Западно-Озерное, 2 — Узельгинское, 3 — Молодежное, 4 — Бакр-Узякское, 5 — Куль-Юрт-Тау, 6 — Бакр-Тауское, 7 — Таш-Тауское, 8 — Балта-Тауское, 9 — Юбилейное, 10 — Октябрьское, 11 — Маканское)

7.2. Геолого-геохимическая характеристика горнопромышленных районов

Геологическая среда в целом выполняет четыре основные экологические функции: ресурсную, геодинамическую, геохимическую и геофизическую [Трофимов, 2004]. Горное производство в основном затрагивает и изменяет две из них: ресурсную (истощение сырьевых запасов) и геохимическую (перераспределение химического вещества в природе). Масштабы и интенсивность техногенных геохимических аномалий во много раз превышают параметры природных геохимических полей.

В структурно-тектоническом отношении рассматриваемая территория относится к западной и частично центральной части Магнитогорской мегазоны (см. рис. 2.1). В металлогеническом отношении Магнитогорская мегазона представляет собой основную часть южноуральского колчеданоносного пояса, в котором профилирующее развитие получило оруденение колчеданного типа, связанное с островодужными формациями [Серавкин и др., 2001].

Южный Урал — классическая провинция распространения девонских колчеданных месторождений. Широко известные башкирские месторождения — Учалинское, Сибайское, Подольское и другие — стали эталонами медноколчеданных месторождений Уральского типа. К Уральскому типу принадлежит большинство месторождений также Южноуральско-Мугоджарского колчеданного пояса. Этот тип характеризуется медно-цинковым составом руд, их массивным сложением, залеганием среди вулканогенных пород риолит-базальтовой формации, преобладающей линзообразной формой рудных тел, согласных с напластованием вмещающих пород.

Рудные тела колчеданных месторождений Уральского типа преимущественно представлены сплошными (массивными) агрегатами сульфидов. По соотношению в рудах главных полезных компонентов — меди и цинка — месторождения Уральского типа подразделяются на 2 подтипа: медноколчеданные (Cu > Zn) и медно-цинково-колчеданные (Cu < Zn), иногда с повышенным содержанием свинца.

Наряду с колчеданными месторождениями Уральского типа, здесь встречаются месторождения, отличающиеся более широким развитием прожилково-вкрапленных руд, повышенным содержанием в них Au, Ag, Pb, Ba, присутствием светлого сфалерита (клейофана), бариевого цеолита и другими особенностями. Эти месторождения, широко развитые в Баймакском рудном районе, некоторые исследователи относят к самостоятельному Баймакскому типу колчеданных месторождений (табл. 7.1).

Размещение колчеданных месторождений в пределах рудных районов и соответственно положение рудных полей месторождений колчеданной формации определяется палеовулканическими постройками (Сибайская, Карамалыташская, Бакрузякская и др.). Колчеданоносные палеовулканы

Таблица 7.1

Сравнительная характеристика месторождений уральского и баймакского типов [Контарь и др., 2004]

Тип месторождений	Месторождения	Среднее содержание Cu, Zn, Pb (%), Au, Ag (г/т)	Соотношение содержания Cu, Zn, Pb, Au, Ag	Доля в запасах Урала (%), Cu/Zn	Доля в прогнозных ресурсах Урала (%), Cu/Zn
Уральский	Учалинское, Сибайское, Бурибаевское, Юбилейное	Cu – 1,6 Zn – 1,45 Pb – 0,07 Au – 1,2 Ag – 16,7	Zn/Cu – 0,9 Pb/Cu – 0 ,04 Ag/Au – 14	96,7/91,5	73/62,7
Баймакский	Балта-Тау, Таш-Тау, Бакр-Тау, Майское	Cu – 1,55 Zn – 2,36 Pb – 0,6 Au – 2,26 Ag – 30,2	Zn/Cu – 1,5 Pb/Cu – 0,4 Ag/Au – 13,4	3,0/3,9	23,0/34,9

центрального типа с кальдерами обрушения сформировались в узлах пересечения тектонических рудоконтролирующих зон субмеридионального и северо-западного простирания. В Магнитогорской мегазоне колчеданные месторождения залегают на двух региональных стратиграфических уровнях: эмсско-эйфельском (баймак-бурибайская свита) и эйфельско-живетском (карамалыташская свита).

Мерой существования и интенсивности геохимических аномалий, как природных, так и техногенных, является коэффициент контаминации (загрязнения) $K_з$ [Беус и др., 1976], представляющий собой отношение содержания компонента, определенного в том или ином природном образовании С, к его фоновому содержанию $C_ф$ ($K_з = C/C_ф$).

В работе кроме фоновых концентраций [Виноградов, 1962] использованы условные уральские кларки по Г.А. Вострокнутову [1991] (табл. 7.2).

Вещественный состав пород и руд определяет геохимические особенности связанных с ними природных вод. Техногенный привнос вещества в экосистемы также определяется химическим составом геологического субстрата, который обладает выраженной халькофильной и частично сидерофильной микроэлементной специализацией. В таблице 7.3 приведено фоновое содержание некоторых элементов в палеозойских породах и их кларковая концентрация.

Естественно, что для разных пород и для разных геологических комплексов характерно различное содержание одних и тех же элементов. Например, для кислых пород региона присущи следующие кларки концентрации: Be 1,73; Ba 4,13; P 1,20; Y 2,77. Для основных пород они существенно ниже: Be 0,84; Ba 0,75; P 0,91; Y 0,82. На рисунке 7.4 представлена сравнительная характеристика накопления некоторых элементов в различных

породах региона. Основу комплекса эффузивных и интрузивных пород на рисунке составляют эффузивные породы, поскольку их пространственное развитие несравнимо больше, чем у интрузивных разностей (баймак-бурибайская свита девона, часть ирендыкской свиты и др.).

Таблица 7.2

Сопоставление кларковых значений типоморфных элементов Южного Урала [Виноградов, 1962; Вострокнутов, 1991]

Элемент	Уральский кларк, %	Кларк литосферы, %
Cu	0,005	0,0047
Zn	0,006	0,0083
Pb	0,001	0,0016
As	0,002	0,00017
Sb	0,001	0,00005
Hg	0,000003	0,0000083
Cd	0,00002	0,000013
Se	0,000005	0,000005

Таблица 7.3

Фоновое содержание элементов в палеозойских породах ЮжногоУрала [Глазовская и др., 1961]

Порода	Фоновые содержания элементов, % Кларки концентрации						
	Cu	**Ni**	**Co**	**Pb**	**Zn**	**Cr**	**V**
Хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы	0,006 1,2	0,003 0,5	0,001 0,6	0,001 1	нет	0,02 2,4	0,01 1,1
Кварц-серицитовые породы	0,003 0,6	следы	0,001 0,6	0,001 1	нет	0,002 0,24	0,009 1
Кремнистые сланцы	0,015 3	0,009 1,6	0,002 1,1	0,003 3	0,008 1,3	0,003 0,4	0,012 1,3
Вулканиты кислого состава	0,007 1,4	0,001 0,17	0,001 0,6	0,001 1	0,002 0,3	0,002 0,24	0,009 1
Диабазовые порфириты	0,009 1,8	0,004 0,69	следы	0,001 1	нет	0,002 0,24	0,014 1,6
Диабазы	0,012 2,4	0,005 0,9	0,002 1,1	0,002 2	нет	0,008 0,96	0,012 1,3
Пироксен-плагиоклазовые порфириты	0,01 2	0,002 0,3	0,001 0,6	0,005 5	0,005 0,83	0,005 0,6	0,002 0,22
Серпентиниты	0,005 1	0,04 6,9	0,004 2,2	0,001 1	нет	нет	0,002 0,22
Граувакки и песчаники зилаирской свиты	0,015 3	0,006 1,03	0,001 0,6	0,001 1	0,004 0,7	0,013 1,6	0,003 0,33

Примечания: Cu, Pb, Zn — кларки концентрации от условного уральского кларка (ККук), Co, Ni, Cr, V — кларки концентрации от кларка литосферы.

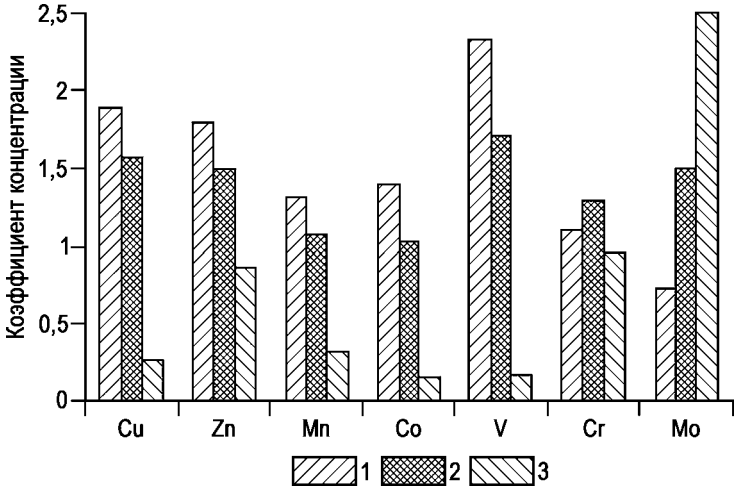


Рис. 7.4. Концентрация микроэлементов в геологических комплексах относительно регионального фона

Условные обозначения: 1 — комплекс эффузивных пород основного состава (ирендыкская, карамалыташская, улутауская свиты и бугодакская толща девона); 2 — комплекс интрузивных и эффузивных пород кислого состава и переходных разностей (граниты, гранодиориты, риолиты, риодациты, дациты); 3 — комплекс эффузивных и интрузивных пород среднего состава (андезиты, диориты)

Аномальных концентраций микроэлементы достигают в породах месторождений полезных ископаемых. Например, в подрудных толщах серицитизированных пород вблизи рудного тела Сибайского месторождения наблюдались следующие содержания (%): Zn < 2; Pb < 0,058; As < 0,3; Sb < 0,02 [Жабин и др., 1987]. Наивысших концентраций элементы достигают в рудах (табл. 7.4): Cu 0,4–4,5%; Zn 0,5–5,6% [Сопко и др., 1975].

Таблица 7.4

Накопление элементов в рудах (%) месторождений Сибайского рудного района [Касьянов, 1960 г.; Востроknутов, 1991]

Элемент	Камаган		Сибай		Бакр-Узяк	
	Содержание	ККук	Содержание	ККук	Содержание	ККук
Cu	1,45	290	2,85	570	1,78	356
Zn	0,45	75	0,22	37	0,02	3,33
Pb	0,19	190	0,08	80	0,01	10
Se	0,012	2400	0,009	1800	0,00007	14
Te	0,0036	–	0,0042	–	0,0018	–
Cd	0,009	4500	0,0035	170,5	0,0005	25
As	0,07	35	0,042	21	0,034	17
Hg	0,002	667	0,0011	367	0,001	333,3

В ходе геологического развития территории данные элементы в той или иной мере поступали в мезозойские и кайнозойские породы (табл. 7.5), где элементы с низкой миграционной способностью накапливались, образуя иногда геохимические аномалии и вторичные ореолы рассеяния. Особенно высоких значений достигает содержание некоторых элементов в породах юрских железных шляп, присутствующих на отдельных медноколчеданных месторождениях. Так, в породах зоны окисления медноколчеданных месторождений Бакр-Узяк и Сибай повышено содержание ртути, которая находится в виде метациннабарита и амальгамы золота: минеральная фаза, по составу близкая к эталону ASTM $Au_{0,81}Hg_{0,19}$ (табл. 7.6). В зоне окисления руд Сибайского месторождения содержание ртути достигало 2,5% (в среднем 0,8%). Бурые железняки Юбилейного месторождения содержат в пределах контура карьера (%): Cu 0,65; Zn 0,05; S 1,16; Pb 0,01; As 0,01; Tl 2,87; Fe 39,03; Te 46,5 и Se 160 г/т. Для россыпей также

Таблица 7.5

Металлы в мезозойско-кайнозойских отложениях [Глазовская и др., 1961]

Порода	Cu	Ni	Co	Pb	Zn	Cr	V
	Содержание, %						
Засоленные глины (*J*)	0,02	0,015	0,003	0,001	нет	0,02	0,03
Ожелезненные конгломераты (*J*)	0,004	0,002	0,001	нет	–	0,004	0,009
Делювиальные суглинки (*Q*)	0,005	0,001	0,001	0,001	0,004	0,009	0,025
Делювиальные суглинки на баймак-бурибаевской свите	0,007	0,001	0,001	0,001	0,004	0,026	0,09

Таблица 7.6

Результаты рентгенографического исследования амальгамы золота из бурых железняков месторождения Бакр-Узяк [Ахметов, 2001]

№№ п/п	Исследованный образец	Эталон ASTM			
		Амальгама золота, Au 0,81 Hg 0,19		Самородное золото	
	d/n	d/n	I, %	d/n	I, %
1	0,831	0,806	40		
2	0,906	0,855	22	0,909	70
3	0,929	0,937	19,5	0,933	23
4	1,010	1,047 0,961	5,5 20	1,020	6
5	1,212	1,209	11	1,223	36
6	1,266	1,263	38		
7	1,486	1,481	32,5	1,442	32
8	2,103	2,095	49,5	2,03	90
9	2,429	2,419	100	2,35	100

характерно содержание ртутьсодержащих минералов: на россыпи Тарлау (правый приток р. Урал, Учалинский район) установлено присутствие киновари в тяжелой фракции шлихов.

Для юрских отложений Маканского месторождения М.Л. Голуб [1970] приводит следующие данные по содержанию микрокомпонентов (%): Cu 0,005–0,01; Pb 0,002; Zn 0,003–0,004; Mo 0,0001; Bi 0,0003.

Все эти элементы в той или иной мере вовлекались в миграционные потоки и накапливались в почвах, так как субстратом для почв являются подстилающие горные породы. При этом необходимо иметь в виду, что содержание микрокомпонентов в почвах и породах не всегда равнозначно, т.к. в образовании почв участвуют биохимические процессы, например, процессы избирательной биоаккумуляции химического вещества.

В таких случаях содержание некоторых элементов в почвах во много раз превышает таковое в породах. Так, в лесных почвах Учалинского района (с. Ахуново) содержание V составляет 242,67, Cr — 260,33 мг/кг, а в материнских породах — соответственно 90,0 и 9,30 мг/кг [Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003]. Но в любом случае спектр приоритетных для почв микрокомпонентов определяется аналогичным спектром в коренных породах региона. В таблице 7.7 приведено содержание химических элементов в почвах изучаемого региона.

Подземные воды являются важным и самым уязвимым компонентом геологической среды. Особенности их распространения, движения и хи-

Таблица 7.7

Фоновое содержание металлов в почвах на рудовмещающих породах

Элементы и их среднее содержание (%) в почвах, по Виноградову [1962]		Среднее содержание, % [Глазовская и др., 1961]		
		Учалинский район	Баймакский район	Хайбуллинский район
		Карамалыташская свита	Баймак-бурибаевская свита	Баймак-бурибаевская свита
		Черноземовидные маломощные почвы (диабазовые порфириты)	Серые лесные почвы и черноземы (порфириты)	Черноземовидные маломощные почвы (порфириты)
Cu	**0,002**	0,009	0,013	0,01–0,02
Ni	**0,004**	0,001	0,006	0,005
Co	**0,0008**	0,001	0,0016	0,001
Pb	**0,001**	–	0,0012	–
Zn	**0,005**	–	0,002	–
Mo	**0,0002**	–	–	–
Cr	**0,02**	0,002	0,032	0,1
V	**0,01**	0,014	0,12	0,008
Mn	**0,085**	–	0,002	–

мического состава во многом определяются историческим развитием водовмещающего литосубстрата.

Разнообразие вещественного состава водоносных пород приводит к формированию вод, различающихся по минерализации, макро- и микрокомпонентному составу. Геохимия и формирование подземных вод региона освещены в главах 3 и 4. Для трещинно-грунтовых и поверхностных вод рудоносной полосы восточного склона Урала характерно следующее фоновое содержание тяжелых металлов (мг/л): Cu 1×10^{-3}; Zn 5×10^{-3}. При этом на аномальных участках их концентрация увеличивается в 2–5 раз и более [Глазовская и др., 1961].

По сравнению с водами, находящимися вне рудных тел и их литохимических ореолов, водные ореолы вблизи рудной минерализации в породах характеризуются повышенным содержанием рудообразующих элементов и их спутников, а также повышенной концентрацией сульфат-иона и пониженной величиной pH.

Фоновое содержание микроэлементов в водах Южного Урала (при pH вод 6,3–8), приведено в таблице 7.8.

Концентрация металлов в водах зависит от многих причин, важнейшими из которых являются металлогенические особенности района, состав водовмещающих пород, интенсивность водообмена и геохимический тип вод. Например, в Учалинском районе фоновое содержание мышьяка в природных водах в 5–10 раз выше, чем в водах других районов Южного Урала (< 0,005 мг/л). Воды в серпентинитах за пределами влияния месторождений в Баймакском и Хайбуллинском районах отличаются более высоким содержанием никеля (в 3–5 раз). Фоновое содержание меди, цинка и молибдена в поверхностных водах на площади Магнитогорской мегазоны примерно в 2 раза ниже, чем в подземных [Засухин, Логинова, 1963].

В водных ореолах колчеданных месторождений обнаруживается повышенное относительно фона содержание Cu, Zn, Pb, Mo, As, Mn, Al, Ni, Co, Ag, Ba, Sn, V, Sb, P. Степень аномальности перечисленных компонентов и их комплекс в водном ореоле определяются процессами разрушения рудных тел, химическим составом руд и пород, геохимическими свойствами водной среды (минерализация, состав, pH, Eh и др.). По геохимическим признакам в составе водных ореолов выделяются три зоны: рудного тела, первичного ореола и вторичного литохимического ореола.

Для вод зоны рудного тела характерно аномальное содержание большинства элементов и фоновое содержание молибдена и мышьяка. Воды первичного ореола отличаются фоновой концентрацией алюминия, повышенно-фоновым содержанием мышьяка и аномальным молибдена.

Отличительной особенностью вод зоны вторичного литохимического ореола является аномальная концентрация молибдена при фоновом содержании Mn, Ni, Co, Pb. Особое место в третьей зоне занимают

Cu, Zn, As, F, SO_4, которые обнаруживаются в концентрациях от фоновых до аномальных [Гидрогеология ..., 1972]. В таблице 7.9 приведена сравнительная геохимическая характеристика вод региона и вод месторождений.

В целом для районов сульфидных месторождений следует отметить следующее.

1. Вблизи месторождений с хорошо развитой зоной гипергенеза в результате окисления и выщелачивания руд формируются сульфатные воды с высоким содержанием железа, алюминия, меди, цинка и других

Таблица 7.8

Распределение микрокомпонентов в околорудных подземных водах Учалинского, Баймакского и Бурибай-Гайского районов [Черняев и др., 1970]

Элемент	Содержание, мг/л Минимум – максимум / Среднее			ПДК в питьевых водах (СаНПиН 2.1.4.1074-01)
	Учалинский район	Баймакский район	Бурибай Гайский район	
Cu	Сл.–32,0 / 0,1	Сл.–120,0 / 0,5	Сл.–674,0 / 0,5	1,0
Zn	0,05–110,0 / 0,8	0,005–175,0 / 0,4	0,002–9145 / 1,2	5,0
Pb	Сл.–0,074 / 0,02	Сл.–0,2 / 0,01	Сл.–15,8 / 0,08	0,03
As	Сл.–0,001 / Сл.	Сл.–0,002 / 0,0005	Сл.–0,02 / 0,0005	0,05
Sb	Сл.–0,01 / 0,001	Сл.–0,01 / Сл.	Сл.–0,01 / 0,001	0,05
Mn	Сл.–0,5 / 0,1	Сл.–4,6 / 0,2	0,1–22,0 / 0,5	0,1
Ni	Сл.–1,0 / 0,001	Сл –1,5 / 0,001	Сл.–5,0 / 0,01	0,1
Cr	Сл.–0,01 / Сл.	Сл.–0,01 / 0,001	Сл.–0,01 / 0,001	0,05
Mo	Сл.–0,01 / Сл.	Сл.–2,0 / 0,001	Сл.–1,1 / 0,003	0,25
Be	Сл.	Сл.–0,0003 / Сл.	Сл.–0,0005 / Сл.	0,0002
Sr	Сл.–1,5 / 0,01	Сл.–6,0 / 0,01	Сл.–1,6 / 0,01	7,0
Ba	Сл.–0,001 / Сл.	Сл.–0,001 / Сл.	Сл.–0,01 / 0,001	0,1
V	Сл.–0,01 / Сл.	Сл.–0,2 / 0,001	Сл.–0,2 / 0,001	0,1
Bi	Сл.–0,002 / Сл.	Сл.–0,01 / 0,001	Сл.–0,02 / 0,001	0,1

рудных микрокомпонентов. Площади развития этих вод полностью оконтуривают рудные тела, залегающие на больших глубинах.

2. В результате воздействия окисляющихся рудных тел в подземных водах образуется геохимическая зональность, характер которой зависит от физико-географических условий того или иного месторождения. Если месторождение расположено в зоне хлоридных вод, химический состав которых формируется под воздействием общих естественно-исторических факторов, присущих тем или иным районам (Гайское, Маканское, Бурибаевское и другие месторождения), то эти хлоридные воды, попадая в зону окисления, быстро обогащаются сульфатами различных металлов. Вокруг месторождения образуется гидрогеохимическая зональность: над рудными телами располагаются «чистые» сульфатные воды; по мере удаления от месторождения они сменяются сульфатно-хлоридными, хлоридно-сульфатными и хлоридными.

Если месторождение расположено в зоне гидрокарбонатных вод, то характер зональности будет следующим: по мере приближения к месторождению гидрокарбонатные воды будут сменяться гидрокарбонатно-сульфатными, сульфатно-гидрокарбонатными и сульфатными [Черняев, Черняева, 1973].

3. Основные металлы, типоморфные для тех или иных месторождений, образуют определенные ореолы рассеяния. По содержанию этих металлов могут быть выделены рудные, ореольные (аномальные) и фоновые воды.

4. В подземных водах присутствуют характерные элементы-спутники: олово, молибден, ртуть, серебро, кобальт, титан, висмут, ванадий и другие.

Таблица 7.9

Металлы в различных типах подземных вод Урала [Формирование ..., 1968]

Тип вод	Условия формирования химического состава вод	Порядок содержания элементов, мг/л						
		n×100	n×10	n	0,n	0,0n	0,00n	0,000n
Фоновые	Выветривание вулканогенно-туфогенных пород				Fe	Mn	Zn, Ni, Cu, V, Pb, Cr	As, Co
Рудные	Окисление и выщелачивание руд месторождений	Fe	Cu, Zn, Mn	Co	Cd	Pb, As, Ni		
Ореольные	Метаморфизм сернокислых вод при взаимодействии с породами				Fe, Mn, Zn, Cu, Co	As, Pb, Ni, Cd, V		

7.3. Минеральный и химический состав руд основных месторождений

Спектр элементов в литосубстрате региона определяется набором минералов, из которых состоят горные породы. Вблизи колчеданных залежей вмещающие породы претерпели гидротермально-метасоматические изменения. В них широко распространены вторичные минералы: серицит, хлорит, кальцит, гематит, кварц, пумпеллиит, эпидот. Вещественный состав пород региона рассмотрен в главе 2.

Основными носителями и концентраторами тяжелых металлов являются рудные минералы, скопления которых образуют месторождения и которые также присутствуют в виде вкрапленников в окружающих породах. Согласно Л.Н. Овчинникову и Р.И. Луткову [1983], на Урале выделяются следующие типы руд:

- серноколчеданные с содержаниями Cu < 0,6%, Zn < 0,78%, Pb < 0,30%; ассоциация химических элементов: S, Fe, Te, Co, Ni (Куль-Юрт-Тау);
- медноколчеданные: Cu > 0,60%, Zn < 0,78%, Pb < 0,30%; наряду с S, Fe, Se, Te, Ni и Co в повышенных количествах присутствуют As, Bi, Mo (Бурибаевское, Озерное);
- медно-цинковые: Cu > 0,60%, Zn > 0,78%, Pb < 0,30%; вместе с элементами серноколчеданной и медной ассоциации повышены содержания Cd, Sb, In, Ge (Камаганское, Юбилейное);
- медно-свинцово-цинковые: Cu > 0,60%, Zn > 0,78%, Pb > 0,30%; присутствуют элементы всех геохимических ассоциаций (Маканское);
- медно-цинково-свинцово-баритовые: Cu > 0,60%, Zn > 0,78%, Pb > 0,30, Ba > 0,23% (Бакр-Тау, Таш-Тау, Майское и т.д.);
- медно-цинково-баритовые: Cu > 0,60%, Zn > 0,78%, Pb < 0,30%, Ba > 0,23% (Бакр-Узяк, Сибайское, Учалинское, Узельгинское);
- свинцово-цинково-баритовые: Cu < 0,60%, Zn > 0,78%, Pb > 0,30%, Ba > 0,23% (Байкаринское, Северо- и Средне-Тубинское).

Каждый тип колчеданных руд представляет собой закономерную геохимическую ассоциацию микроэлементов. Многие из них не образуют собственных минералов, а рассеяны в рудообразующих сульфидах в форме изоморфных примесей. Подвижность этих рассеянных элементов определяется устойчивостью минерала-носителя.

Геохимический спектр колчеданных руд характеризуется повышенным содержанием по крайней мере 30 элементов. В таблице 7.10 показана доля сопутствующих элементов в основных типах руд.

Главными рудными минералами колчеданных месторождений являются пирит (FeS_2), халькопирит ($CuFeS_2$) и сфалерит (ZnS). В подчиненном количестве присутствуют магнетит (Fe_3O_4), теннантит ($3Cu_2S \times As_2S_3$), борнит (Cu_5FeS_4), арсенопирит (FeAsS) и пирротин ($Fe_{1-x}S$). На Сибайском месторождении пирротин местами является преобладающим минералом.

Таблица 7.10

Сопутствующие компоненты в суммарной ценности различных типов минерального сырья [Борисович, Чайников, 1990]

Тип минерального сырья	Ценные компоненты руд		Месторождения	Доля сопутствующих в суммарной ценности, %
	Основные	Сопутствующие		
Медно-цинковые руды	Cu, Zn	S, Au, Ag, Cd, Se, Te, In, Ge, Tl	Сибайское, Учалинское	50
Полиметаллические руды	Cu, Zn, Pb	S, Cd, Au, Ag, In, Te, Ga, Ge, Co	Балта-Тау, Бакр-Тау, Таш-Тау	38

В таблице 7.11 представлен характерный минеральный состав руд колчеданных месторождений Южного Урала.

Эти минералы кроме собственного химического состава обладают определенным набором сопутствующих элементов, которые в условиях активного воздействия агентов окружающей среды могут переходить в подвижное состояние и вовлекаться в миграцию. Например, в сфалерите (ZnS) кроме основных элементов присутствует кадмий (рис. 7.5), содержание которого на Сибайском месторождении достигает 3,4% [Петровская, 1958].

Помимо кадмия, цинк может замещаться железом, марганцем, галлием, германием, индием, кобальтом и ртутью [Геохимия ..., 1964]. Блеклые руды [$Cu_{12}(As,Sb)_4S_{13}$] являются носителями мышьяка, ртути, сурьмы. По данным

Таблица 7.11

Минералы руд колчеданных месторождений Южного Урала [Петровская, 1961; Пшеничный, 1982; Серавкин и др., 2001]

Главные минералы	Второстепенные минералы	Часто встречающиеся	Редкие минералы
Гипогенные рудные минералы			
Пирит, халькопирит, сфалерит	Мельниковит, пирротин, магнетит	Теннантит, галенит, арсенопирит, гематит	Барит, энаргит, фрейбергит, киноварь, германит
Гипогенные нерудные минералы			
	Кварц, кальцит	Сидерит, хлорит, серицит, гипс	Барит, флюорит, оливин
Гипергенные рудные минералы			
Гетит, гидрогетит, гидрогематит, халькозин, ковеллин	Куприт, халькантит, мелантерит	Малахит, азурит, ярозит	Самородная медь
Гипергенные нерудные минералы			
Каолин		Опал	

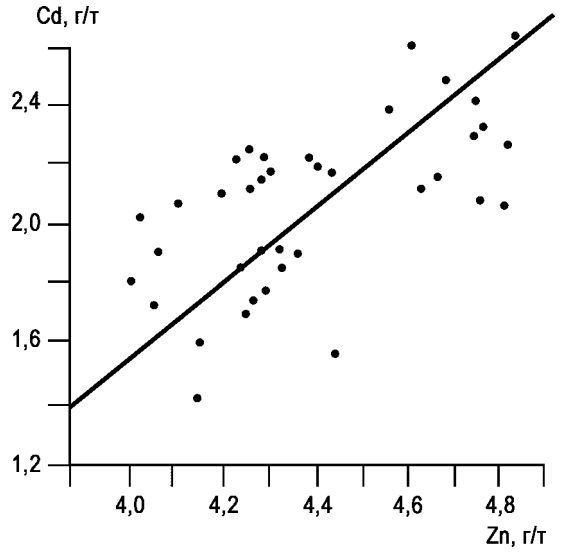


Рис. 7.5. Связь кадмия с цинком в колчеданных рудах Урала [Овчинников, Лутков, 1983]

Н.А. Смольянинова [1972], в них может содержаться до 24,8% сурьмы (тетраэдрит) и до 17% ртути (шватцит).

Пирит может содержать Cu, Ti, Mn, Pb, Zn, Co, Ni, Mo, As, Sn, Se, Te, Hg, Bi, In, U, Cd, Nb, Ta и др. Первые восемь элементов присутствуют практически в пиритах любого генезиса. Содержание пирита в рудах составляет 50–90%. В таблице 7.12 приведено содержание некоторых загрязнителей в минералах [Смольянинов, 1972].

Месторождения уральского и баймакского типов обогащены целым рядом редких и рассеянных элементов, причем баймакский тип отличается особенно высокими концентрациями Ba, Bi, Sb.

Минералогические особенности месторождений уральского и баймакского типов, и в частности специфические для них ассоциации типо-

Таблица 7.12

Содержание отдельных элементов в минералах

Элемент	Минерал	Содержание, %
Pb	Галенит (PbS)	86,6
As	Арсенопирит (FeAsS) Энаргит (Cu_3AsS)	46,0 19,07
Hg	Киноварь (HgS)	86,2
Se	Ярозит ($KFe^{3+}[(OH)_6(SO_4)_2]$)	0,2

морфных редких минералов, являются следствием их геохимических различий. Для месторождений уральского типа весьма типично присутствие теллуридов, тогда как для месторождений баймакского типа характерны сульфосоли Ag, Pb, Cu, Bi, сульфиды Ag и Cu, арсениды, сульфоарсениды, Sb-сульфосоли [Овчинников, Лутков, 1983].

Колчеданные руды Сибайского месторождения в среднем содержат (%): Cu 1,14; Zn 2,8; S 41,1; Cd 0,0009; Co 0,0067; Se 0,0083; Te 0,0047; Ge 0,0003; Ga 0,0006; In 0,00045. Руды месторождений Балта-Тау, Бакр-Тау, Таш-Тау — золото-медно-цинковые с содержанием Cu 1,18–7,43; Zn 1,58–6,94; S 10,2–31,1%.

Колчеданные руды Учалинского, Узельгинского и Молодежного месторождений характеризуются следующими содержаниями компонентов (%): Cu 0,4–3,5; Zn 0,4–5,0; S 15–45; As 0,1–0,3; Sb 0,01–0,6; Ba 0,2–7,0; Pb 0,1–0,3; Cd 0,006–0,012 и т.д.

Руды Октябрьского месторождения (БГОК) медно-цинковые характеризуются содержанием Cu 3,81; Zn 1,97; S 39,4%. В них также присутствуют Cd, Se, Te, In, платиноиды.

В сплошных и прожилково-вкрапленных медно-колчеданных рудах Юбилейного месторождения содержатся: Cu 2,66; Zn 0,78; S 38,73%; Se 69,59 и Cd 16,82 г/т.

В таблице 7.13 приведено содержание металлов в рудах, переработанных на Семеновской ЗИФ.

Таблица 7.13

Типоморфные элементы (%) в золотосодержаших рудах месторождений, переработанных на СЗИФ [Абдрахманов, 2005]

Элемент	Месторождения				Эфельные отвалы
	Санкымское	Гайское	Красноуральское	Восточно-Семеновское	
	Содержание, %				
Cu	0,05–0,08	0,060	0,18–0,25	0,0064	0,22–0,24
Zn	0,06	0,050	0,06	0,021	0,12
Cd	н.о.	0,0001	н.о.	0,00007	н.о.
Fe	4,72–6,14	29,1	30,65–35,36	–	28,37–29,97
Pb	0,04–0,08	0,0675	0,012–0,02	0,0093	0,065–0,095
As	0,044–0,097	–	0,055–0,085	–	0,22–0,27
Se	0,0025–0,0028	0,0169	0,032–0,059	–	0,0015–0,0083
Te	0,0032–0,0035	0,0055	0,004–0,0072	–	0,0043–0,0056
Bi	0,0035	–	0,0009–0,0013	–	0,0015–0,0041
Co	н.о.	0,00027	н.о.	0,00051	н.о.
Ni	–	0,00061	–	0,00025	–
Cr	–	0,0021	–	0,00033	–
Hg	–	0,0052	–	0,000011	–

Из нерудных минералов внимание заслуживает флюорит (CaF_2), содержащийся в виде включений в породах и рудах. Он может содержать Sr, U, Y, редкоземельные элементы.

Таким образом, именно минералы, содержащие широкий комплекс макро- и микрокомпонентов, в конечном итоге определяют природный и техногенный геохимический фон природной среды.

7.4. Отходы горного производства

Отходы образуются на всех стадиях производственной деятельности горных предприятий. Они включают следующие разновидности:

- твердые отходы добычи (внешние отвалы вскрышных, пустых пород и некондиционных руд);
- твердые отходы переработки (хвосты обогащения руд и неликвидный пиритный концентрат);
- стоки добычи (карьерные, шахтные и подотвальные воды);
- стоки переработки (фильтрат хвостохранилищ);
- газопылевые выбросы, образующиеся при проведении буровзрывных работ, при дефляции с поверхности отвалов и хвостохранилищ, а также при переработке руд.

Горнорудные предприятия только Республики Башкортостан ежегодно образуют 11,1 млн. т отходов, составляющих 58% от общего объема отходов в целом (рис. 7.6). Расчеты показывают, что в балансе отходов вскрышные породы и некондиционные руды составляют 44%, а отходы обогащения — отвальные хвосты флотации — 43%. В настоящее время объем вскрышных пород, накопленных предприятиями Башкортостана, добывающими разнообразное минеральное сырье, превысил 1 млрд. т. [Гос. доклад ..., 2008].

Твердые отходы являются своеобразными «аккумуляторами» техногенных мигрантов, которые по аналогии с природными [Козловский, 1972] можно разделить на независимые, создающие в ландшафте движущую фазу, и зависимые, переносимые потоками независимых мигрантов. Первые — это жидкие отходы и газопылевые выбросы, вторые — содержащиеся в них тяжелые металлы и прочие компоненты.

Отходы содержат тот же спектр химических элементов, что и компоненты руд и рудовмещающих пород. Но к ним добавляются вещества, которые используются и образуются при технологических процессах. Например, для переработки 1 т золотосодержащей руды на СЗИФ использовалось (кг): цианистый натрий 1,29, известь 13,0, серная кислота 0,74, соляная кислота 0,11, свинцовые соли 0,015, полиакриламид 0,03 кг. Расход каждого из этих реагентов, являющихся загрязнителями окружающей среды, за пять лет составил (т): цианида натрия 482,15 т, серной

кислоты 214,8, соляной кислоты 42,7, полиакриламида 11,6, извести 2578,5, свинцовых солей 4,1 [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005].

Содержание металлов в отходах в большинстве случаев превышает кларковое и фоновое значения (рис. 7.7).

Отвалы Сибайского рудника (517 млн. т) представлены породами основного (60%) и кислого (40%) состава: спилитами, туфобрекчиями спилитов, диабазами, риолитами, риодацитами, туфами, серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми и серицит-хлоритовыми метасоматитами. Отвал карьера Бакр-Тау представлен андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами (40%), кварцевыми порфирами, андезито-дацитами и их туфами (20%), серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами (20%) и глинами (20%). Породы в различной степени изменены и содержат вкрапленность сульфидов. Объем отвалов Камаганского месторождения составляет 5,174 млн. т [Абдрахманов, 2005]. Сравнительная характеристика вскрышных пород Камаганского и Сибайского месторождений по содержанию отдельных элементов приведена в таблице 7.14. Общее учтенное количество отвалов вскрышных пород в 2004 г. составило 621,994 млн. т.

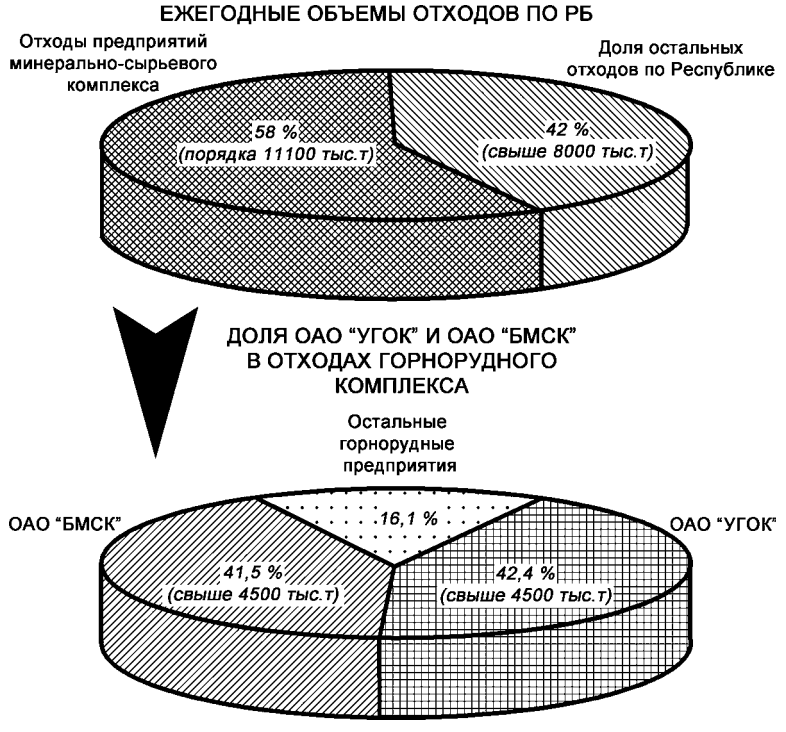


Рис. 7.6. Структура отходов горнорудных предприятий Республики Башкортостан [Гос. доклад ..., 2008]

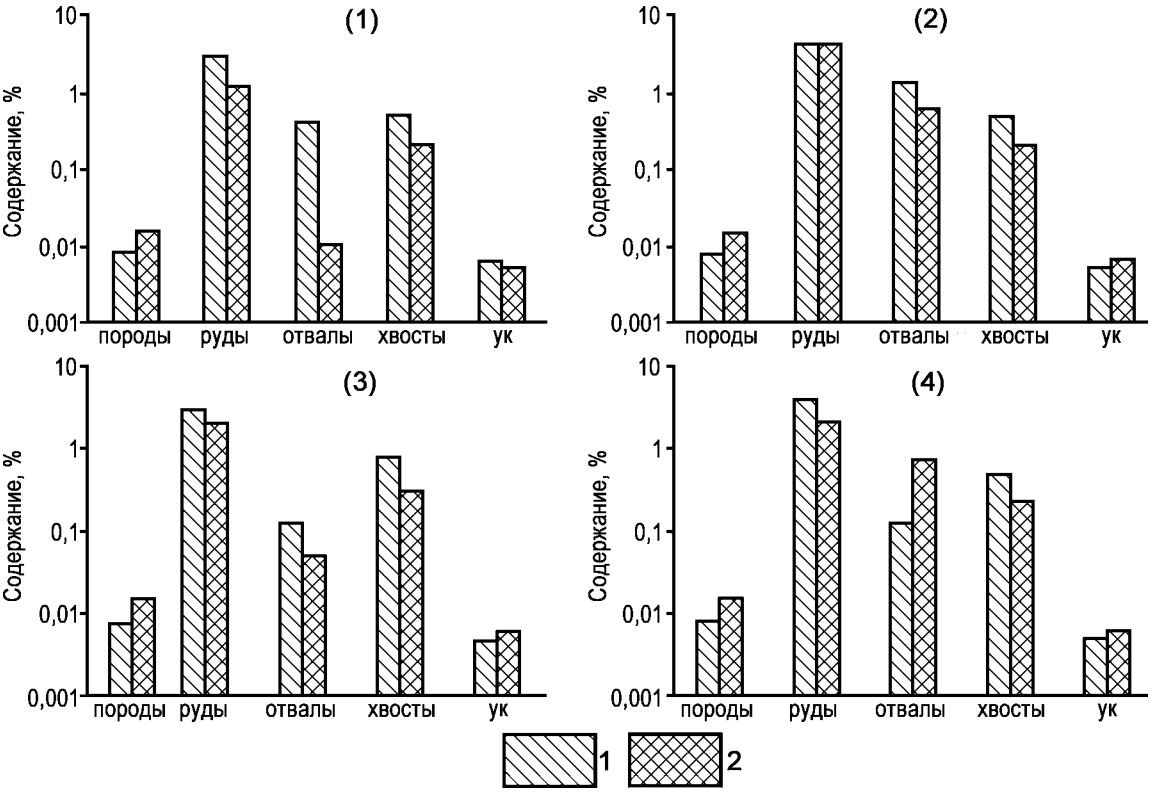


Рис. 7.7. Медь и цинк в природных и техногенных образованиях месторождений БМСК (1 и 2), УГОК (3), БГОК (4) [Абдрахманов, 2005]

Условные обозначения: 1 — цинк, 2 — медь

Таблица 7.14

Типоморфные элементы (%) во вскрышных породах БМСК [Абдрахманов, 2005]

Элемент	Вскрышные породы Камаганского месторождения	Уральский кларк	Материал Северного отвала Сибайского месторождения
Cu	0,045	0,005	0,01
Zn	0,06	0,006	0,4
Pb	0,0039	0,001	0,01
Se	0,00025	0,000005	0,005
Cd	0,00018	0,00002	0,003
As	0,000143	0,002	0,024
Hg	0,000041	0,000003	0,00072

Отвалы Учалинского месторождения (280 млн. т) представлены миндалекаменными базальтами, андезито-базальтами, туфами и брекчиями основного состава, габбро, габбро-диоритами (50%); 15% составляют риолиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, 20% — серицит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с вкрапленностью сульфидов, бедные колчеданные руды и 15% — глинистые породы. Породы отвалов в различной степени сульфидизированы, например, количество сульфидов в метасоматитах достигает 9%. Средневзвешенное содержание меди в отвалах достигает 0,05% (224 тыс. т), цинка — 0,12% (565 тыс. т), серы — 2,35% (11,1 млн. т) (табл. 7.15). Общий объем накопленных вскрышных пород на 01.01.2001 г. составил 164,3 млн. $м^3$ (473 млн. т).

Отвалы некондиционных руд и вскрышных пород Бурибаевского месторождения (4,866 млн. т) состоят из смеси дресвяно-песчано-глинистого материала (45–50%) с обломками выветрелых эффузивов и их измененных разностей (< 20–30%), вкрапленных и сплошных руд (15–20%). Среднее содержание основных элементов в отвалах следующее (%): Cu 0,7; Zn 0,12; S 7,18 [Пучков, Салихов, Абдрахманов и др., 2007].

Таблица 7.15

Медь, цинк и сера в рудах и рудовмещающих породах Учалинского месторождения [Серавкин и др., 1994]

Породы \ Элемент, %	Cu	Zn	S
Метасоматиты серицит-хлоритовые	0,08	0,10	6,9
Метасоматиты кварцевые	0,06	0,12	6,9
Метасоматиты серицит-хлорит-кварцевые	0,04	0,8	4,0
Метасоматиты хлорит-кварцевые	0,06	0,01	1,0
Метасоматиты хлоритовые	0,03	0,01	1,0
Базальты	0,04	0,08	0,7
Кислые породы	0,04	0,08	1,3
Вулканические породы	0,03	0,02	0,9

Существующие методы обогащения руд не позволяют извлечь из них все компоненты, вследствие чего хвосты флотации и цианирования руд содержат остатки основных рудных компонентов и обогащаются неучтенными микроэлементами (Hg, Cd, Se и др.). Кроме хвостов обогащения к отходам переработки относится также пиритный концентрат, который не имеет спроса на рынке. УГОК и БМСК могут ежегодно производить до 1 млн. т пиритного концентрата. В таком его объеме, полученном на УГОК, содержатся (т): Cu 3000–4000; Zn 9000–13000; Cd 300–400; Se 50–60 [Хамитов и др., 1997].

Хвосты обогащения минерального сырья (78300 тыс. т) являются наиболее «проблемным» видом отходов недропользования. Объемы хвостов флотации (вместе с пиритным концентратом) предприятий цветной металлургии Башкортостана составляют (млн. т): БМСК 30; УГОК 47,5; БГОК 9,3 [Гос. доклад ..., 2008, 2009].

К 2003 г. в хвостохранилищах Сибайской обогатительной фабрики накоплено: 49,2 тыс. т Cu (0,2%), 114,2 тыс. т Zn (0,48%), 9 млн. т S (38,1%), 8 млн. т Fe (34,3%), 1680 т Cd (0,0073%), 86,7 т In (0,00036%), 712,4 т Se (0,003%), 589,3 т Te (0,0025%), 1949 т Co (0,0083%), 281 т Ga (0,0012%), 47,8 т Ge (0,00021%). Сульфидная фракция хвостов текущей переработки имеет следующий состав (%): FeS_2 95–98; $CuFeS_2$ 1,5; ZnS 2–2,5 [Абдрахманов, 2005].

На Семеновской золотоизвлекательной фабрике за более чем полувековую историю ее работы накоплено >2,6 млн. т отходов — хвостов. В составе их содержатся неизвлеченное золото и серебро, а также значительные количества потенциально токсичных элементов: Hg, Pb, Cd, Se, Te, As и др. (табл. 7.16). Минеральное золотосодержащее сырье, перерабо-

Таблица 7.16

Микроэлементы в хвостах цианирования СЗИФ [Абдрахманов, 2005]

Элемент	УК, мг/кг	Среднее содержание, мг/кг	Общее количество в 2,6 млн. т хвостов
Cu	50,0	584,2	1541,6
Zn	60,0	528,01	1393,3
Cd	0,2	2,88	7,622
Pb	10,0	799,99	2111,0
Hg	0,03	22,28	58,8
As	20,0	786,72	2076,0
Sb	10,0	88,98	234,8
Se	0,05	49,44	130,46
Tl	н.д.	2,69	7,1
Cr	н.д.	33,5	88,4
Ni	н.д.	13,57	35,81
Co	н.д.	3,1	8,18

Примечание: н.д. — нет данных.

танное на СЗИФ в разное время, в основном представлено окисленными рудами медно-колчеданных месторождений Южного Урала.

Хвосты УГОК в основном состоят из пирита (57%), сфалерита (1,1%), халькопирита (0,8%), оксидов железа (2%), вторичных сульфидов (0,2%), нерудных минералов (38,9%). В них содержится (%): Fe 25–30; Cu 0,2–0,4; Zn 0,61–0,95; S 32,25–35; As 0,1–0,2; Pb 0,09–0,12; Cd 0,0029–0,004. Характеристика хвостов БГОК приведена в таблице 7.17.

Сибайское и Учалинское месторождения намного крупнее Бурибаевского. Это определило более значительные объемы внешних отвалов пустых пород и некондиционных руд этих месторождений. На Сибайском месторождении объем отвалов почти в два раза превышает объем отходов добычи Учалинского района, что, вероятно, связано с более глубокой отработкой руд открытым способом.

Хвосты обогащения руд более чем наполовину состоят из пирита (табл. 7.18). Второе место занимают нерудные минералы. Для хвостов БГОК характерно высокое содержание халькопирита и других сульфидов меди при практически полном отсутствии сфалерита. Учалинские хвосты содержат примерно равное количество халькопирита и сфалерита. В хвостах флотации БМСК сфалерита несколько больше, чем халькопирита, связано это, по-видимому, с неполной степенью переработки цинковых руд (по сравнению с УГОК).

Запасы меди в отходах переработки Бурибаевской обогатительной фабрики, несмотря на значительно меньшие объемы, приближаются к запасам в хвостах Сибайской.

По абсолютному количеству основных рудных металлов техногенно-минеральные образования (ТМО) БМСК и УГОК преобладают над твердыми отходами БГОК. Сравнение величины $M_{мет}/M_{тмо}$ (где $M_{мет}$ — количество

Таблица 7.17

Микроэлементы в отвальных хвостах БГОК [Пучков, Салихов, Абдрахманов и др., 2007]

Элемент	Старое хвостохранилище		Новое хвостохранилище		Всего	
	количество, т	содержание, %	количество, т	содержание, %	количество, т	содержание, %
Cu	21279,6	0,54	11114,4	0,37	32394,0	0,47
Zn	6794,5	0,17	8838,4	0,30	15632,9	0,23
S	1146,4	28,18	723,6	24,31	1870,0	26,95
Se	16,1	0,0041			16,1	0,0041
Te	11,2	0,0028			11,2	0,0028
Cd	17,9	0,0045			17,9	0,0045
Bi	17,9	0,0045			17,9	0,0045
Ge	6,336	0,00016			6,336	0,00016

Таблица 7.18

Микроэлементный состав хвостов флотации БМСК, БГОК и УГОК [Пучков, Салихов, Абдрахманов и др., 2007]

Параметры	Сибай	Бурибай	Учалы
Объем, млн. т	27,66	6,9	40,8
Cu, %	0,20	0,47	0,30
Zn, %	0,5	0,23	0,61
Pb, %	н.д.	н.д.	0,12
As, %	н.д.	н.д.	0,1–0,2
Cd, %	0,02	0,0045	0,003
Запасы (т):			
Cu	56072,5	32394	120396
Zn	135348,8	15632,9	247389
Cd	2435,5	17,9	1163,73

металла в ТМО, $M_{тмо}$ — масса ТМО) для исследуемых объектов приведено на рисунке 7.8.

Твердые отходы представляют собой техногенные минеральные образования, в которых количество меди, цинка и других элементов вполне сопоставимо с количеством в рудных залежах. На исследуемой территории отходы горнодобывающих и перерабатывающих предприятий являются основными источниками загрязнения гидросферы, атмосферы и прилегающих земель.

Это связано с интенсивным окислением материала отвалов в результате проникновения воды, содержащей кислород и углекислый газ, в толщу отвалов, что приводит к окислению сульфидов металлов, сернокислотному выщелачиванию пород и выносу образующихся продуктов в подотвальные воды. Во время сильных дождей и таяния снега материал отвалов в виде тонких взвесей смывается в расположенные поблизости водоемы и частично оседает в виде донных отложений, в результате чего они превращаются во вторичные источники загрязнения рек.

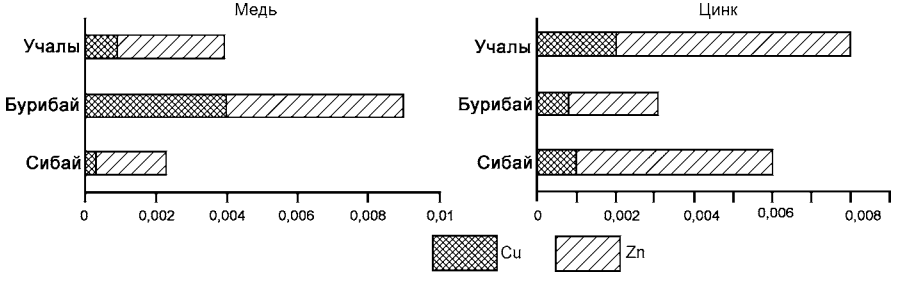


Рис. 7.8. Техногенно-минеральные образования Сибайского, Бурибаевского и Учалинского месторождений

При проведении геоэкологических и природоохранных мероприятий необходимо иметь в виду, что отвалы претерпевают 4 стадии преобразования [Рыбаков, 1998]. Наиболее опасны в экологическом отношении отвалы, находящиеся на 2-ой и 3-ей стадиях (более 20–30 лет). На этих стадиях в теле отвалов по существу отсутствует геохимический барьер, присутствующий на 1-ой стадии, и в отличие от 4-ой стадии (отсутствие процессов выщелачивания вследствие малой растворимости минералов) интенсивно протекают процессы выноса металлов.

Техногенные минеральные образования отличаются от естественной геологической среды тем, что находятся в зоне аэрации выше уровня подземных вод, отличаются высокой диспергированностью слагающего их материала и подвергаются активному воздействию агентов внешней среды: физическому и химическому выветриванию. В этих условиях происходит мобилизация мигрантов.

Одной из форм миграции токсикантов из ТМО являются, как было отмечено выше, гидрогенные потоки в виде жидких производственных отходов (карьерные и шахтные воды, подотвальные воды, жидкая фаза материала хвостохранилищ). Гипергенные изменения рудных минералов месторождений колчеданной формации приводят к переводу труднорастворимых сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.) в хорошо растворимые сульфаты:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4,$$
$$CuFeS_2 + 4O_2 = CuSO_4 + FeSO_4,$$
$$CuFeS_2 + 2Fe_2(SO_4)_3 = CuSO_4 + 5FeSO_4 + 2S,$$
$$CuFeS_2 + 2H_2SO_4 = CuSO_4 + FeSO_4 + 2H_2S,$$
$$ZnS + 2O_2 = ZnSO_4 \text{ и т.д.}$$

Образующаяся H_2SO_4 в известных литолого-гидрогеохимических ситуациях нейтрализуется карбонатным веществом, в результате чего образуются сульфатные кальциевые и магниево-кальциевые воды с минерализацией до 8–12 г/л (Учалинское, Сибайское, Бурибаевское и другие месторождения):

$$H_2SO_4 + CaCO_3 = CaSO_4 + H_2CO_3 = Ca^{2+} + SO_4^{2-} + CO_2 + H_2O.$$

По сравнению с сульфатными кальциевыми водами конгруэнтного выщелачивания гипсов они могут иметь минерализацию почти в 4 раза большую за счет ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+}.

При взаимодействии с кислородсодержащими водами в результате реакций окисления и гидролиза $Fe^{2+} + 3H_2O = Fe(OH)_3 + 3H^+ + \bar{e}$ железо переходит в трехвалентное состояние. Такие гипергенные трансформации рудной массы являются гидрогеохимическим следствием увеличения концентрации сульфат-иона и трехвалентного железа (рис. 7.9), которые являются Eh–pH-задающими системами, а также многих рудных эле-

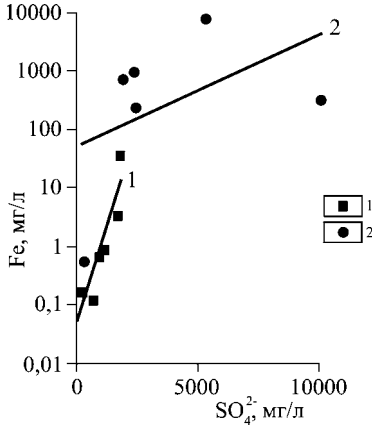


Рис. 7.9. Связь сульфат-иона и железа в рудничных стоках (1) и подотвальных водах (2)

ментов. Здесь железо является главным типоморфным Eh-pH управляющим компонентом, действие которого не сдерживается другими Eh-pH задающими веществами (OH^-, CO_3^{2-}, HCO_3^-, $HSiO_4^-$ и др.).

Все эти окислительные трансформации сопровождаются переходом в дренажные воды горных выработок и в фильтраты твердых отходов значительных количеств водородного иона, что определяет снижение pH этих вод (рис. 7.10) и, соответственно, резкое увеличение их окислительно-восстановительного потенциала (Eh до +800 мВ). Формируются воды типа IV (по классификации Алекина–Посохова), в которых концентрация $HCO_3 = 0$. При непрерывном образовании H_2SO_4, H_2S, $S_2O_2^{2-}$, S^0, SO_3^{2-}, насыщении атмогенным CO_2 и понижении pH возникают условия, благоприятные для сернокислотного выщелачивания. Кислые рудничные и подотвальные воды активно растворяют вмещающие породы, например:

$$Mg_3Fe_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 \text{ (хлорит)} + 0{,}5O_2 + 6H^+ =$$
$$= 3Mg^{2+} + 2Fe(OH)_3 + Al_2Si_2O_5(OH)_4 \text{ (каолинит)} + SiO_2 + 2H_2O.$$

Процессы формирования химического состава подземных вод зоны гипергенеза Южного Урала подробно освещены в главе 4.

H_2S наряду с иными формами серы — источник энергии для ряда специфических бактерий (Thiobacillus), которые еще больше понижают значение водородного потенциала и влияют на подвижность гидролизатов [Табаксблат, 1999]. В результате в зоне влияния горных выработок и техногенных образований формируются обширные гидрогеохимические поля аномально кислых сульфатных вод,

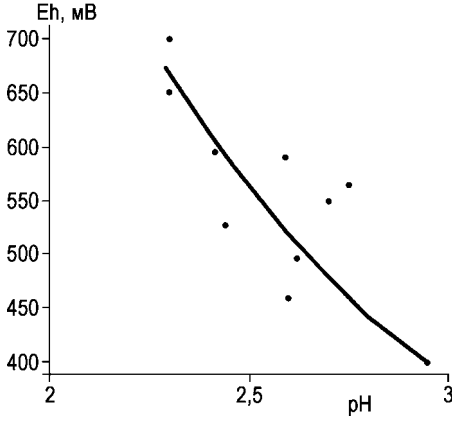


Рис. 7.10. Связь между pH и Eh в подотвальных водах [Абдрахманов, Ахметов, 2009]

характеризующихся высокой концентрацией тяжелых металлов и других элементов, среди которых можно выделить две группы. Первую составляют халькофильные элементы самих окисляющихся сульфидов: Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Co, Ni, As, Mo, Se, Te. Ко второй группе относятся элементы, переходящие в агрессивные кислые воды из вмещающих пород: Al, Be, Si, Sc, Ga, Nb, Li, Cs и др.

Степень гидрогеохимической мобилизации элементов, фиксированных в породах и материале отвалов, определяет коэффициент водной миграции (Кв). Ряд элементов в порядке убывания Кв (по А.И. Перельману [1961]) выглядит следующим образом: Cd – Zn – Cu – Co – Fe – As. Общий ряд по мере снижения коэффициента концентрации элементов в подотвальных водах (ККп.в.) в сравнении с фоновыми континентальными водами имеет следующий вид (в скобках *ln* ККп.в.): Zn (7) – Cu, Cd (6) – Fe, Al, Co (4) – S, Mg, Ni, As, Se (3) – Sb, Pb (2) – Si, Na (1) – Ca, K (–2) [Емлин, 1997]. На рисунках 7.11 и 7.12 представлены соотношения содержания металлов в подотвальных водах и рудах и их зависимость от минерализации вод.

Среди элементов, присутствующих в сточных водах горных предприятий, экологически наиболее опасны не сами типоморфные элементы месторождений (Cu, Zn, Pb), а микроэлементы-спутники, такие как Cd, Hg, As, Sb, имеющие минимальные ПДК в питьевой воде. Эти элементы опасны еще и в связи с тем, что большая их часть подвержена процессам метилирования с образованием различных форм $Cd(CH_3)^+$, $Hg(CH_3)^+$,

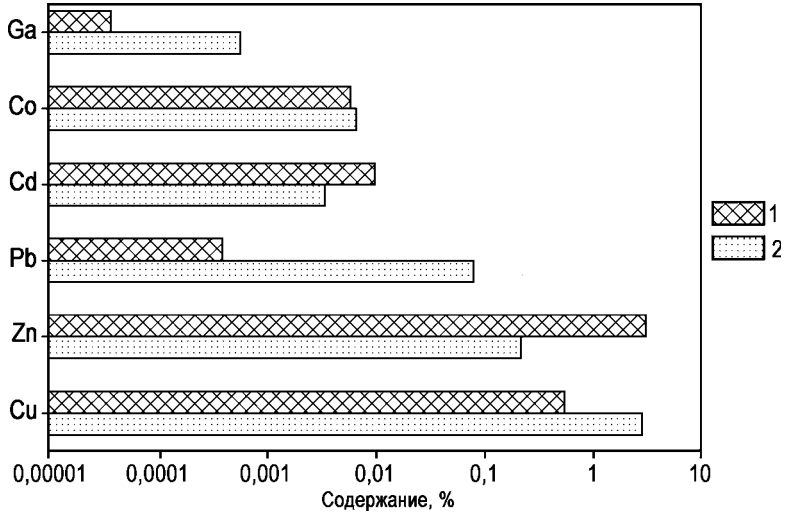


Рис. 7.11. Металлы в подотвальных водах и рудах Сибайского месторождения [Абдрахманов, 2005]

Условные обозначения: 1 — подотвальные воды, 2 — руды

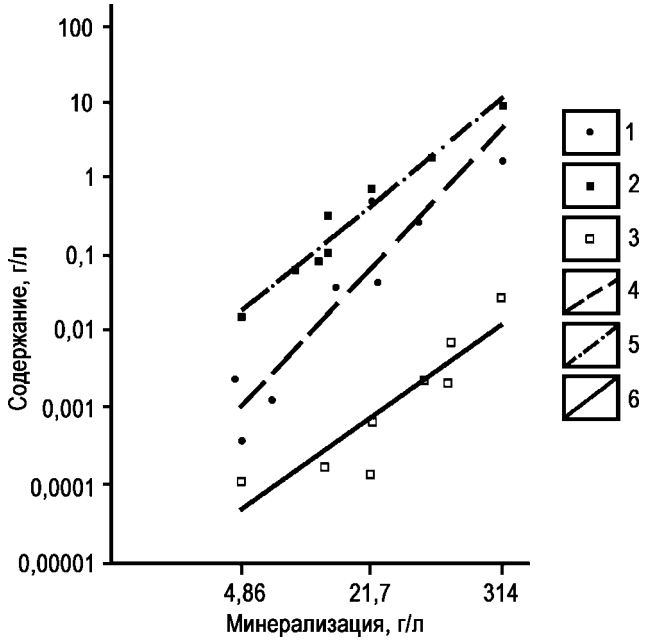


Рис. 7.12. Зависимость содержания металлов в подотвальных водах Сибайского месторождения от их минерализации [Абдрахманов, 2005]

Условные обозначения: 1–3 — элементы (1 — Cu, 2 — Zn, 3 — Cd), 4–6 — линии тренда (4 — Cu, 5 — Zn, 6 — Cd)

$As(CH_3)_3$, токсичность которых на порядок и более выше, чем у простых катионных форм. В связи с распространением этих элементов в подземных водах известны массовые случаи отравления населения мышьяком и ртутью (на Урале и в некоторых рудных районах западных штатов США) [Крайнов и др., 2004].

Рудничный (карьерный и шахтный) водоприток образуется при дренаже горизонтов, вскрытых горными выработками.

В пределах Сибайского месторождения [Черняев, Черняева, 1973] развиты преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и натриевые воды с минерализацией 0,26–0,95 г/л и величиной pH 6,8–7,7. Содержания микрокомпонентов в водах близки к фоновым (мг/л): Cu 0,5 1,0; Zn 1,3–11,0; Pb 0,1–0,2; Mn 0,4; Hg 0,01. В зоне геохимического влияния месторождения в результате смешения подземных и рудных вод образуются природно-техногенные растворы гидрокарбонатно-сульфатного состава с высоким содержанием микрокомпонентов (мг/л): Fe до 45; Cu 0,002–0,6; Zn 0,03–2,0 и др. В зонах, примыкающих к рудным телам, формируются сульфатные воды с минерализацией 0,66–1,5 г/л, pH 6,7–7,6, содержащие широкий спектр микрокомпонентов (мг/л): Fe 1,5–160;

Cu 0,007–1,75; Zn 0,04–62,5; Mo до 0,003 и др. Карьерные воды Сибайского месторождения образуются в объеме 9 120 м^3/сут и характеризуются следующими параметрами (мг/л): сухой остаток до 3 216; Cu 0,067; Zn 8,68; Cd 0,007; Fe 3,6; Mn 5,94; Cr 0,07; Sr 2,6. Шахтные воды здесь имеют следующие показатели (мг/л): Fe 0,12; Cu 13,36; Pb 1,12; Cr 0,6; Hg 0,02; NO_3^{2-} 6,06. Величина pH карьерных вод составляет 5,9, шахтных — 7,21. На месторождении Бакр-Тау карьерные воды (1 440 м^3/сут) с сухим остатком 1,7 г/л содержат (мг/л): Cu 4,25; Zn 5,3; SO_4^{2-} 82; NO_3^{2-} 76 [Мустафин, Абдрахманов, Ахметов, 2002].

Для района Бурибайского месторождения характерны преимущественно хлоридные натриевые воды с минерализацией 0,6–3 г/л, pH 6,4–8,1. Состав рудничных вод Бурибаевского месторождения сульфатный магниево-кальциевый с минерализацией $<4,7$ г/л, pH 3–5,2. Максимальное содержание в них (мг/л): Fe^{3+} 225; Fe^{2+} 375; Cu 140; Zn 66; Mo 1,1. Формула химического состава рудничных вод следующая:

$$N_2\, M\, 4{,}7 \frac{SO^4\, 86\ Cl\, 14}{Ca\, 45\ Mg\, 37\ Na\, 18}\ pH\, 3{,}9.$$

Шахтные воды Октябрьского месторождения (356,6 тыс. м^3/год), отрабатываемого БГОК, имеют pH 3,5, сухой остаток 3 860 мг/л, концентрацию компонентов (мг/л): Cu 16; Zn 18; As 53,3; Cd 0,2; Pb 0,04; Se 0,0003; Hg 0,0013; Sr 1,4; Fe 37,5; Br 0,2; B 0,2; NO_3^{2-} 28 [Зайнуллин, Абдрахманов, Савичев, 1997].

В районе Учалинского месторождения распространены гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые воды с минерализацией 0,65 г/л, pH 6,4–7,2. Вблизи рудных тел под влиянием окисляющихся сульфидов формируются сульфатные воды с минерализацией 1–3 г/л и pH 4,0–6,5. В этих водах содержатся в повышенных количествах (мг/л): Fe^{2+} 0,2–200; Fe^{3+} 0,2–19,5; Cu 0,01–7,6; Zn 0,4–110; Pb 0,012–0,074; Mo до 0,002; Mn до 0,5. Кислые рудничные воды (pH 3–6), как правило, принадлежат к типу IV ($HCO_3^-=0$), а при более высоких значениях pH — к типу II. Концентрации железа и других металлов в них достигают столь больших величин, что они становятся главными ионами ионно-солевого состава вод. В общем водосборнике Учалинского месторождения воды имеют pH 4,5, сухой остаток 7,2 г/л, содержание (мг/л): Cu 32,5; Zn 212; Fe 62,2; Mn 36,96; Cd 0,6; NH_4^+ 10,4. Объем карьерных и шахтных вод УГОК составляет 2 200–2 800 тыс. м^3/год. В таблице 7.19 приведено изменение во времени химического состава шахтных вод Учалинского месторождения.

Рудничные воды — надежный источник минерального сырья. Ориентировочная концентрация металлов в рудничном водосбросе оценивается по формуле: $K=CB/1\,000$, где K — суммарное количество металла в водосбросе, кг/год; C — концентрация металла в пробе, мг/л; B — величина водопритока, м^3/год [Табаксблат, 1999]. По данной зависимости подсчитано,

Таблица 7.19

Химический состав шахтных вод Учалинского месторождения

Место отбора	Год отбора	pH	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %-моль						Cu, мг/л	Zn, мг/л
				HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$		
Дренажный штрек, гор. 120 м	1977	8,5	1,91	207,5 10,8	795,2 53,1	365,9 33,1	280,6 44,9	188,5 49,7	39,1 5,4	0,20	0,8
	1978	6,9	2,98	170,3 8,6	836,6 53,4	378,7 32,8	380,8 52,2	109,4 27,6	151,5 20,2	0,11	1,7
	1990	4,1	6,96	0	4168 93,0	230,4 7,0	330,7 17,7	376,9 33,2	899,1 41,9	8,40	209,3
	1993	3,6	8,4	0	4176 93	228,2 6,9	340,1 18,2	412,8 36,3	978,0 45,5	62,4	257,5
	1995	3,9	9,62	0	4947 95,5	175,4 5,0	294,6 13,6	417,0 31,8	1137,3 45,8	59,4	204,1
Общий водосборник, гор. 120 м	1981	4,4	2,73	0	1523 74,9	373,3 24,9	460,9 54,4	152,0 29,1	10,8 1,1	4,7	207,4
	1985	3,3	2,65	0	1672 82,3	253,7 16,9	360,7 42,5	237,1 46,1	110,6 11,4	17,3	212,1
	1987	4,2	2,12	0	1259 65,9	223,3 17,1	310,6 42,1	182,4 40,8	141,9 17,0	24,7	268,8
	1995	4,1	5,24	0	3024 93,7	147,9 6,3	400,8 29,8	221,3 27,1	510,6 33,1	40,3	153,9

что рудничными водами Сибайского месторождения выносится (кг/год): Cu $n\times10^5$, Zn $n\times10^5$, Fe $n\times10^5$, Pb $n\times10^4$, Hg $n\times10$.

Высоко содержание различных токсикантов и в фильтрате хвостохранилищ. В нем, по данным наблюдательных скважин, содержатся (мг/л): Cu < 0,2; Zn < 0,2; Pb < 0,09; Fe < 320; CN^- < 0,30; F^- < 1,94 и др. В таблице 7.20 показан химический состав фильтрата хвостохранилищ Учалинской обогатительной фабрики.

Жидкие стоки хвостохранилищ СЗИФ обогащены тяжелыми металлами (мг/л): Hg < 0,09; Pb < 0,681; Cu < 12,31; Zn < 12,055; Fe < 0,419 [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005]. Содержание ртути в них в 30 раз выше максимальной концентрации в подземных водах.

Самыми специфичными среди стоков горно-перерабатывающего комплекса являются подотвальные воды: минерализация их нередко превышает минерализацию рудничных вод, высоки коэффициенты водной миграции типоморфных элементов (табл. 7.21). Огромные объемы отвалов обеспечивают столь же большие массы подотвальных вод.

Результаты выполненных в 2005–2009 гг. исследований химического состава фильтрата отвалов УГОК, БМСК и БГОК приведены в таблицах 7.22 и 7.23. Как видно из таблицы 7.22, некоторые элементы из микро-

Таблица 7.20

Химический состав фильтрата хвостохранилищ Учалинской обогатительной фабрики и воды озера в зоне влияния УГОК ([Гусев, 2004], с дополнениями)

Компоненты и показатели	Хвостохранилище		Озеро Большие Учалы	$ПДК_{р.х.}$
	1-й отстойник	2-й отстойник		
Cu, мг/л	1,55	0,09	0,008	0,001
Zn, мг/л	219,8	15,4	0,01	0,01
Ca, мг/л	498,8	970,1	47,1	180,0
Mg, мг/л	281,2	19,1	49,0	40,0
SO_4^{2-}, мг/л	3583,8	2436,5	31,3	100
Mn, мг/л	32,0	4,4	–	0,01
Cd, мг/л	0,37	–	–	0,005
Co, мг/л	0,85	0,021	–	0,01
Ni, мг/л	0,34	–	–	0,01
NO_3^{2-} мг/л	–	0,09	0,04	–
NH^{4+}, мг/л	6,78	–	0,17	–
Fe общ, мг/л	130,0	9,2	0,12	0,05
Pb, мг/л	0,29	0,08	–	0,01
M, мг/л	6468,0	5140	406	1
Взвешенные вещества, мг/л	40,8	142,0	8,3	–
pH	4,4	9,9	8,8	6,5–8,5
ХПК, мг/л O_2	176,0	296,0	30,6	–
БПК-5, мг/л O_2	166,3	237,7	2,5	–

Таблица 7.21

Коэффициент водной миграции халькофильных элементов в подотвальных водах колчеданных месторождений Южного Урала [Емлин, 1997]

Месторождение	Минерализация воды, г/л	Коэффициент водной миграции					
		Fe	Cu	Zn	Cd	Se	As
Республика Башкортостан							
Баймакский район							
Сибайское	515,24	0,181	1,883	7,058	10,38	–	0,0002
Учалинский район							
Учалинское	346,02	0,194	1,582	2,463	2,546	0,012	0,0027
Им. XIX партсъезда	9,27	0,154	0,925	0,574	0,862	0,086	0,027
Оренбургская область							
Гайское 1	7,12	0,069	1,242	1,744	2,293	0,492	0,0038
Гайское 2	167,0	0,046	3,503	7,433	6,599	0,058	0,0037

Таблица 7.22

Химический состав подотвальных вод колчеданных месторождений [Абдрахманов, 2005]

Параметры	Бурибай, проба 23	Сибай, проба 30	Сибай, проба 31	Бакр-Тау, проба 36	Учалы, проба 40	Учалы, проба 41
Ca^{2+}, мг/л	175,0	28,6	Следы	22,1	185,2	46,5
Mg^{2+}, мг/л	304,8	1836	7975,9	698,8	180,7	5530
$Na^{+}+K^{+}$, мг/л	51,6	202	34,32	21,0	11,3	13,2
Fe^{3+}, мг/л	<0,5	693,2	18560	308,0	220	909
SO_4^{2-}, мг/л	237,3	2023,0	н.д.	10066,0	2514,0	н.д
HCO_3^{-}, мг/л	0	61,0	н.д.	0	0	н.д.
Cl^{-}, мг/л	1103,2	11,8	н.д.	630,4	236,4	н.д.
М, г/л	44,0	4,86	314,0	21,55	4,95	18,2

становятся макрокомпонентами, и образуются высокоминерализованные сульфатные полиметаллические воды с низким значением pH (2,6–2,8), высоким Eh (+345...+565 мВ), отсутствием гидрокарбонат-иона.

Кроме приоритетных металлов в подотвальных водах исследованы редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы (уран, торий). Несмотря на невысокое содержание этих элементов в литосубстрате, процессы техногенеза приводят к их накоплению в сточных водах, например (мг/л): Cd до 31,4; Tl до 0,01; U 1; Th 0,8; Be до 0,13 [Абдрахманов, Салихов, Ахметов, 2005; Ахметов, Абдрахманов, Салихов, 2006]. Содержание элементов на порядок и более превышает кларковое. Редкие металлы в основном содержатся в рассеянном состоянии в породах слагающих месторождения; содержание одних (Li, Be, Rb, TR, Ta и др.) повышены по сравнению с кларком земной коры в кислых породах, содержания других (Sc, V) повышены в основных породах. Стокам свойственны достаточно высокие содержания редких, рассеянных и радиоактивных элементов.

Далее рассматривается распространение некоторых редких, рассеянных и радиоактивных элементов (Li, Be, Cd и др.) в геотехносфере.

Одним из «проблемных» металлов является ***литий***. По характеру воздействия на организм человека литий и его соединения относятся ко второму классу опасности (сильно токсичные). Предельно допустимая концентрация лития в воде рыбохозяйственных водоемов (ПДКрх) равна 0,0007 мг/л.

Литий относится к числу элементов, сравнительно широко распространенных в природе. Среднее его содержание в породах составляет 0,0032% Близость кристаллохимических свойств лития с рядом других элементов позволяет ему входить в качестве изоморфной примеси в состав многих породообразующих минералов (табл. 7.24). Наибольшее количество его (десятые доли %) обнаружены в слюдах, амфиболах, пироксенах, минералах группы галлуазита, монтмориллонита. Повышенное содержание

Таблица 7.23

Микрокомпоненты в подотвальных водах месторождений Южного Урала в сравнении с региональным кларком гидросферы, % [Абдрахманов, 2005; Ахметов, Абдрахманов, Салихов, 2006]

Элемент	Бурибай	Сибай		Бакр-Тау	Учалы		Рег. кларк*
Li	0,001	0,0009	0,001	0,002	0,003	0,004	0,0005
Be	0,00003	0	0,00004	0,0002	0,00007	0,0002	0,00002
Sc	0,002	0,0005	0,002	0,003	0,001	0,002	0,000014
Ti	0,006	0,006	0,0054	0,014	0,02	0,005	0,001
Cr	0	0	0	0,003	0,06	0	0,0001
Co	0,02	0,0007	0,006	0,03	0,009	0,01	0,00008
Ni	0,02	0,002	0,003	0,02	0,007	0,009	0,00014
Ga	0,00007	0	0,00004	0,00005	0,0001	0,0001	0,000016
Ge	0	0	0	0,00002	0,000005	0	0,00006
Rb	0,00008	0,00007	0,00024	0,00008	0,0005	0,00006	0,0001
Sr	0,005	0,08	0,002	0,02	0,02	0,005	0,001
Y	0,003	0,00024	0,002	0,006	0,003	0,01	0,000012
Nb	0,00003	0,00001	0,00004	0,000005	0,00002	0,00002	0,0001
Mo	0,00005	0,00002	0	0,00003	0,009	0	0,00006
Cd	0,005	0,003	0,01	0,02	0,0024	0,008	0,000014
Sn	0,00044	0,05	0,00002	0	0,001	0,001	0,00007
Cs	0,000006	0,00001	0,000009	0,000004	0,00002	0	0,00003
Ba	0,004	0,0003	0	0	0	0	0,00012
La	0,00054	0,00004	0,0003	0,001	0,0006	0,0014	0,00001
Ce	0,002	0,00009	0,0007	0,003	0,0014	0,004	–
Pr	0,0003	0,00001	0,0001	0,0004	0,0002	0,0006	–
Nd	0,0014	0,000054	0,0006	0,002	0,0009	0,003	–
Sm	0,0005	0,00004	0,0002	0,0006	0,00034	0,001	0,00002
Eu	0,0001	0,000007	0,00008	0,0001	0,0009	0,0003	–
Gd	0,0006	0,00004	0,0004	0,001	0,0006	0,002	–
Tb	0,000094	0,000006	0,00008	0,0002	0,0001	0,0004	–
Dy	0,0005	0,00004	0,0005	0,001	0,0007	0,002	0,00004
Ho	0,0001	0,00001	0,00009	0,0002	0,000134	0,0005	–
Er	0,0003	0,00003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0014	0,00001
Tm	0,00004	0	0,00003	0,00007	0,00005	0,0002	–
Yb	0,0002	0,000007	0,0002	0,0005	0,0004	0,001	0,000008
Lu	0,00003	0,000003	0,00003	0,00007	0,00004	0,0002	–
Hf	0	0	0,000001	0	0,00001	0,000006	–
Ta	0,00004	0,000004	0	0	0	0	0,0001
Tl	0,000002	0,000002	0,000003	0,000002	0,000007	0,000001	0,000012
Bi	0,000003	0,000004	0	0,000001	0,000001	0,000004	0,00001
Pb	0,00009	0,0001	0,0004	0,0009	0,0008	0,0007	0,00012
Th	0,00002	0,000003	0,00004	0,0005	0,00008	0,00014	–
U	0,0002	0,0001	0,0003	0,00003	0,0002	0,0005	–

Примечание: * — по данным А.М. Черняева и др. [1970].

Таблица 7.24

Литий в основных породообразующих минералах [Геохимия ..., 1964]

№№ п/п	Минерал-носитель	Li, %
1	Кварц	0,042
2	Ярозит	0,0002
3	Ортоклаз	до 0,1
4	Альбит	до 0,025
5	Олигоклаз	до 0,0015
6	Биотит	0,905
7	Мусковит	до 0,885
8	Серицит	0,086
9	Хлорит	до 0,7
10	Пироксен	0,0096
11	Роговая обманка	до 0,5
12	Монтмориллонит	0,015

лития в них объясняется, с одной стороны, благоприятной для его вхождения кристаллической структурой этих минералов, а с другой — наиболее широким проявлением изоморфного замещения им магния и двухвалентного железа.

Являясь катионогенным элементом, литий в водных растворах чаще всего образует простые свободные ионы с низким зарядом. Активная миграция лития в поверхностных водах очень ограничена. Основная масса лития «пассивно» мигрирует в глинистых взвесях вод. Поверхностные воды содержат его в ничтожном количестве (7×10^{-8}–$2{,}5\times10^{-7}$%) [Черняев и др., 1970]. По данным Г.Т. Шафигуллиной и др. [2009], в водах р. Буйда (летняя межень) в зоне влияния Учалинского ГОК содержание лития составляет 0,0014–0,004 мг/л. Региональным фоном лития для подземных вод Южного Урала можно считать содержание 0,005 мг/л. Следует полагать, что повышенным содержанием лития в водах глинистых пород, является >0,02 мг/л, а в водах гранодиоритов и диабазов >0,01 мг/л (рис. 7.13).

Литий, являясь типично литофильным элементом, не характерен для гидротермального сульфидного процесса. В большинстве рудных месторождений этого генезиса он содержится преимущественно в породообразующих минералах. Больше всего лития в кислых и щелочных магматических породах. В пробах, отобранных из отвалов Бурибаевского месторождения, обнаружено до 16,5 мг/кг лития. Процессы гипергенеза твердых отходов горнорудного производства вовлекают литий в миграцию с техногенными стоками. В самых заметных концентрациях литий содержится в подотвальных водах (табл. 7.25). Даже после очистки количество лития в стоках остается достаточно высоким. В воде технологического пруда Буйда (г. Учалы) после станции очистки содержится до 0,03 мг/л, т.е. 42,8 ПДКрх [Шафигуллина и др., 2009].

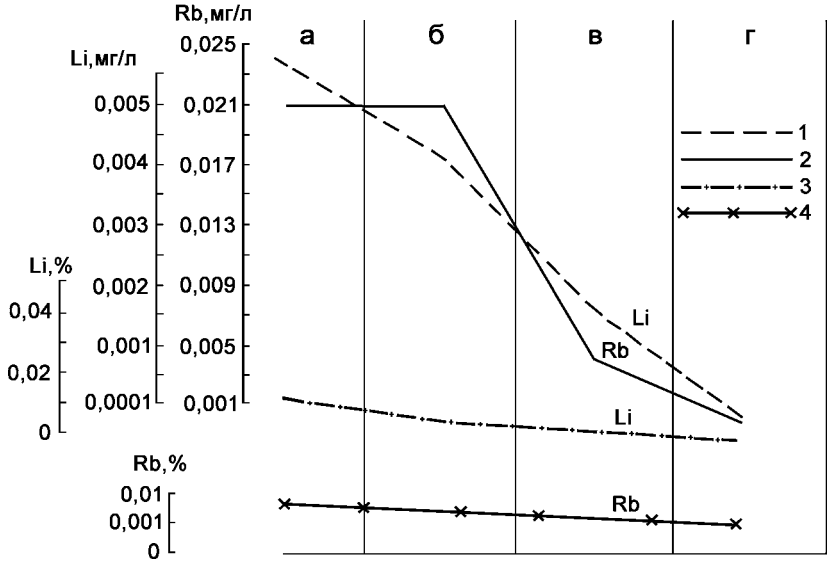


Рис. 7.13. Связь лития и рубидия в подземных водах (1, 2) и в водовмещающих породах (3, 4) [Черняев и др., 1970]

Породы: а — осадочные, б — гранодиориты, в — диабазовые порфириты, г — ультрабазиты

Литий в горнорудных стоках имеет прямую корреляционную связь с минерализацией растворов, магнием и рубидием и обратную — с кальцием (рис. 7.14). Вероятно, сульфат кальция, имеющий наименьшую растворимость, выпадает в осадок.

В донных отложениях дренажной канавы около отвалов месторождения Бакр-Тау литий содержится в количестве 4 мг/кг, а в почвах — до 51 мг/кг.

С литием генетически связан ***бериллий*** (рис. 7.15). В геохимических процессах бериллий ведет себя как типичный литофильный элемент. По распространенности в подземных водах бериллий относится к группе редко встречающихся элементов. Во всех соединениях он двухвалентен.

Таблица 7.25

Литий в подотвальных водах Южного Урала [Ахметов, 2009]

№ п/п	Месторождение	Li, мг/л
1	Бурибай	0,2–0,4
2	Бакр-Тау	0,4
3	Сибай	1,2–3,14
4	Учалы	0,2–0,7
5	Куль-Юрт-Тау	0,2–0,4

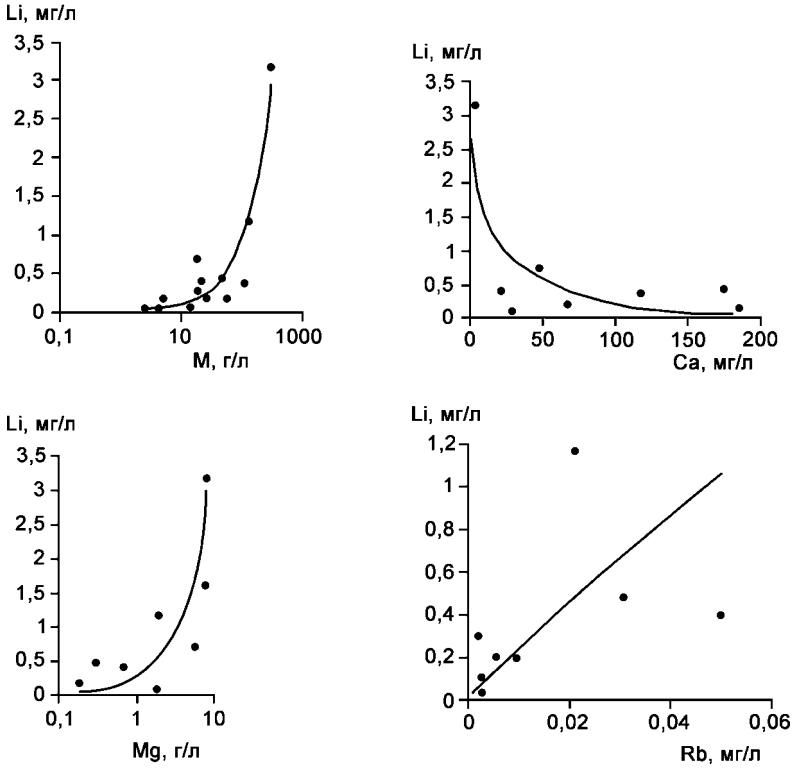


Рис. 7.14. Связь лития с минерализацией, Ca, Mg и Rb в горнорудных стоках [Ахметов, 2009]

Большие его количества поступают в воды за счет разрушения породообразующих минералов, несущих рассеянную бериллиевую минерализацию. Следы бериллия (0,0003–0,0005 мг/л) зафиксированы в подземных водах месторождений им. XIX партсъезда, Куль-Юрт-Тау и Гайского [Черняев и др., 1970]. Несмотря на его крайне низкое содержание в породах (0,3–0,6 г/т), техногенные процессы приводят к накоплению бериллия в стоках, в которых его концентрация колеблется от 0,001 до 0,13 мг/л. В гидрооксидах железа на территории Бакр-Тау содержится до 9 г/т бериллия, в пене на поверхности стоков Южного отвала Сибайского месторождения — 6,6 г/т. В группу бериллия также входят барий (0,04–0,7 мг/л) и стронций (0,2–6,3 мг/л).

Кадмий — типоморфный халькофильный элемент месторождений колчеданной формации. Он генетически связан с цинком, в меньшей степени со свинцом и индием (табл. 7.26). Основным его концентратором является сфалерит.

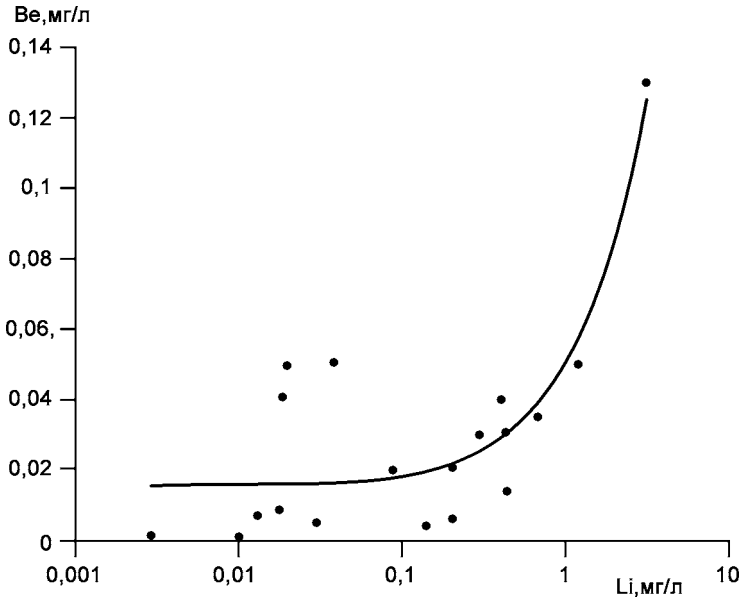


Рис. 7.15. Связь лития и бериллия в подотвальных водах Южного Урала

Распространенность кадмия в подземных водах очень низкая. Он обнаружен только в нескольких пробах подземных вод южноуральских сульфидных месторождений в непосредственной близости от богатых цинком руд. Содержание кадмия в этих пробах колеблется от следов до 0,01 г/л. Переносится он, по-видимому, в сульфатной форме. Концентрация его в подотвальных стоках довольно высока, от 0,02 (серноколчеданное месторождение Куль-Юрт-Тау) до 31,4 мг/л (медно-цинковое месторождение Сибай). По данным Э.Ф. Емлина [1997], содержание кадмия в подотвальных водах Сибайского месторождения достигает 380 мг/л.

Таблица 7.26

Содержание кадмия в минералах-носителях [Геохимия ..., 1964]

Минерал	Cd, %
Сфалерит-вюртцит	0,01–5,0
Халькопирит	0,006–0,12
Блеклая руда	0,05–0,2
Галенит	0,005–0,02
Пирротин	0,001–0,005
Пирит	0,0001–0,02
Буланжерит	0,005–0,03

Наряду с кадмием, в стоках высоко содержание мышьяка. Мышьяк широко распространен в рудах сульфидных месторождений, преимущественно в виде арсенопирита. Минералы мышьяка неустойчивы в зоне гипергенеза и разлагаются в результате различных процессов. Содержание мышьяка в рудничных водах достигает 10–400 мг/л и более. В подземных водах Урала мышьяк встречается от следов до 0,054 мг/л в 35–62% отобранных проб. Наиболее высокое его содержание (0,075 мг/л) встречено в сульфатных водах. В подотвальных стоках содержание мышьяка колеблется от 0,04 (Сибай) до 7,55 мг/л (Куль-Юрт-Тау).

Слабоизученной является проблема распространения в отходах радиоактивных элементов (РЭ), которые ранее не рассматривались в качестве поллютантов. Содержание РЭ в литосубстрате региона показано на рис. 7.16. Следует отметить, что в ряду палеозойских вулканогенных формаций Магнитогорской зоны наблюдается возрастание количества калия, урана и тория от древних пород к более молодым. Эта тенденция не является абсолютной, а имеет цикличный характер в связи с чередованием толеитовых

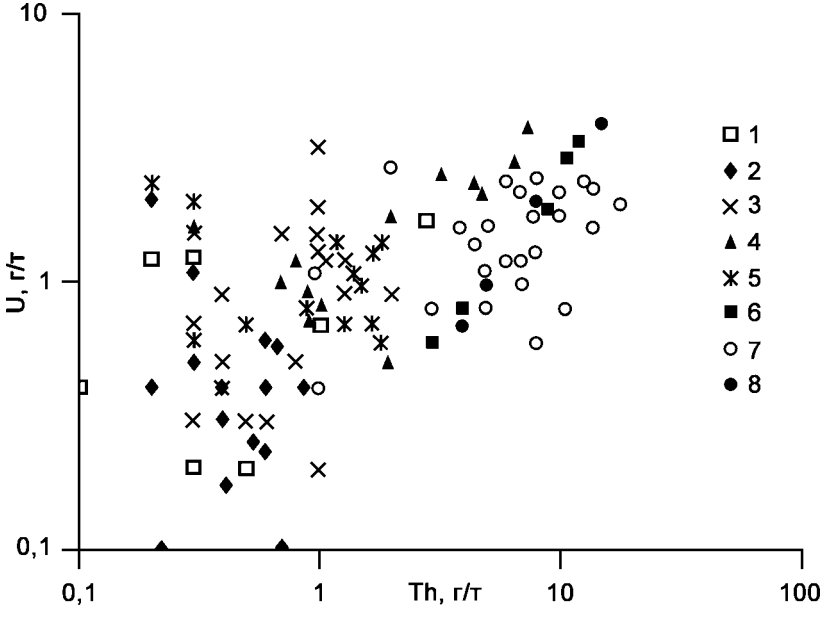


Рис. 7.16. Связь урана и тория в вулканогенных породах (O–C_1) Магнитогорской мегазоны [Косарев и др., 2000]

Условные обозначения: 1 — базальты ордовикско-силурийского возраста Вознесенско-Присакмарской зоны; 2 — вулканиты баймак-бурибайской свиты (D_1); 3 — вулканиты верхнеталыкской свиты (D_1); 4 — вулканиты ирендыкской свиты (D_{1-2}); 5 — вулканиты карамалыташской свиты (D_2); 6 — вулканиты D_3 (средние значения); 7 — вулканиты березовской и кизильской свит (C_1); 8 — то же, средние значения

петрогенетических серий (баймак-бурибайская, карамалыташская) с известково-щелочными (ирендыкская, улутауская). Установлена также повышенная концентрация этих элементов в породах восточной зоны Магнитогорского мегасинклинория по сравнению с западной [Голованова, 2005].

Д.Г. Тарабориным [2004] установлено, что колчеданные комплексные руды в Тагило-Магнитогорском прогибе отличаются заметно выраженным парагенезисом с радионуклидами, в первую очередь с ураном и торием. Аномальная радиоактивность пород приурочена не только к площадям и участкам медноколчеданного оруденения, но и к гипергенным образованиям. Гайское месторождение медноколчеданных руд отличается относительно высокой радиоактивностью (до 400 мкР/ч), выявленной при радиометрическом обследовании горных выработок, вскрывающих рудные тела. Содержание урана в них в форме урановой черни и уранинита — 0,03%. Урановая минерализация проявлена совместно с минералами медноколчеданного оруденения. Аномальная радиоактивность установлена также в мезозойско-кайнозойском чехле (61–63 мкР/ч).

Несмотря на относительно невысокие содержания РЭ в породах, процессы техногенеза приводят к их накоплению в сточных водах (мг/л): U до 1, Th до 0,8. Радиоактивные элементы всегда ассоциируются с редкоземельными элементами (РЗЭ). Содержание урана почти во всех пробах имеет прямую корреляционную связь с содержанием иттрия (рис. 7.17), что соответствует литературным данным [Геохимия ..., 1964] о поведении урана и РЗЭ иттриевой группы в зоне гипергенеза.

В результате процессов выветривания в продуктах гипергенеза происходит накопление кальция, церия, элементов цериевой группы, тория.

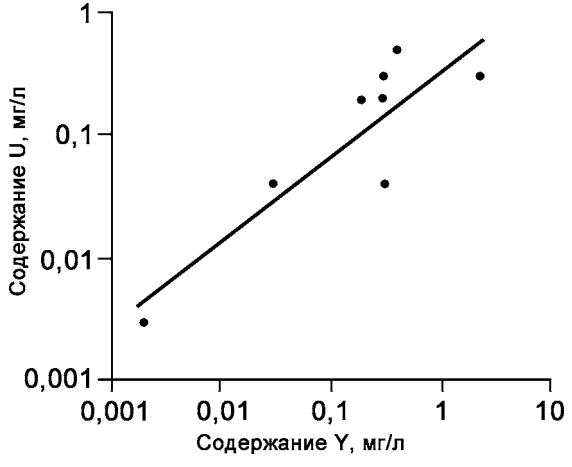


Рис. 7.17. Связь между иттрием и ураном в подотвальных водах [Ахметов, Абдрахманов, 2009]

Одновременно с этим происходит вынос из пород и накопление в водах магния, иттрия, элементов иттриевой группы, урана (рис. 7.18).

На рисунке 7.19 показано относительное содержание иттрия, церия и лантана в подотвальных стоках. Вероятными минералами-концентраторами иттрия и лантаноидов могут являться флюорит, апатит, сфен, эпидот, магнетит, барит, гипс, ярозит, лимонит, кальцит, циркон, полевые шпаты, гидрослюды, галенит и пирит.

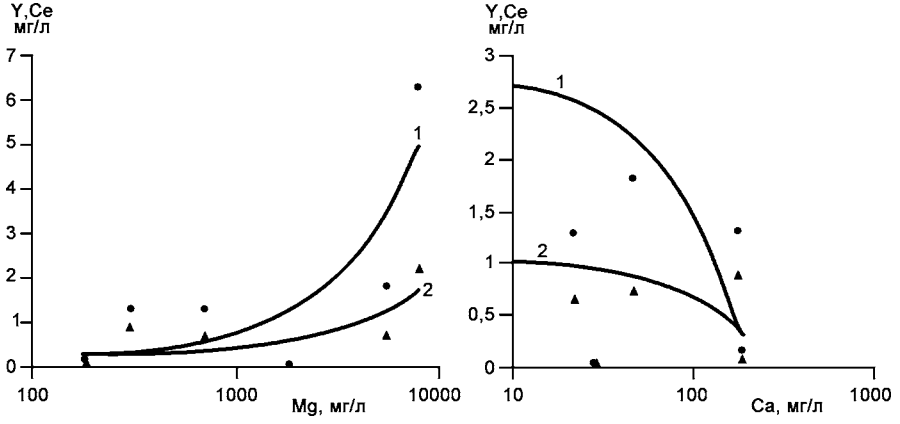


Рис. 7.18. Связь иттрия (1) и церия (2) с кальцием и магнием в сточных водах

Согласно данным Л.С. Табаксблата [1999], возможными источниками редких и редкоземельных элементов могут быть брункит и торбастнезит, которые рентгенографически определены в водовмещающих пирокластических породах, натечных образованиях, рыхлых поверхностных отложениях и сухом остатке подземных и рудничных вод Урала.

Обнаружение брункита, в том числе в сухом остатке кислых рудничных растворов, объясняет и источник поступления, и, возможно, среду переноса ряда металлов. Данных по содержанию редкоземельных элементов в подземных водах исследуемого региона нет. В стоках содержатся (мг/л): Y 0,12–6,3; Ce 0,0004–2,2; La 0,0016–0,94; Pr 0,000–0,3; Nd 0,0002–0,6;

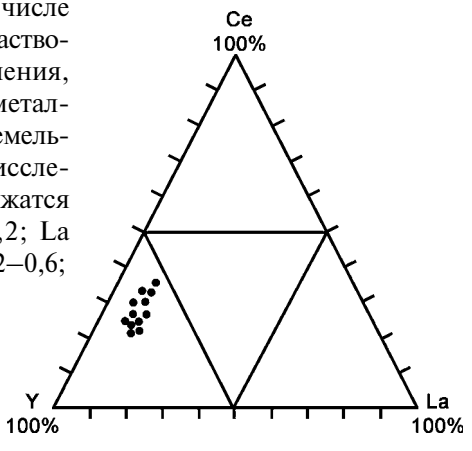


Рис. 7.19. Распределение иттрия, церия и лантана в сточных водах

Sm 0,0001–0,2; Eu 0,0001–0,25; Gd 0,0002–0,4; Tb 0,00012–0,25; Dy 0,0008–1,6; Ho 0,0002–0,28; Er 0,0001–0,94; Tm 0,00012–0,1; Yb 0,00024–0,6; Lu 0,0001–0,09. В налетах оксидов на поверхности почв в непосредственной близости от отвалов Бакр-Тау содержатся Y 189 и La 31 г/т [Ахметов, Абдрахманов, 2009]. Наиболее низкую концентрацию имеют в основном слабоминерализованные стоки Южного отвала Сибайского месторождения. Из всех лантаноидов нормируемыми являются самарий и европий, их ПДК для питьевых вод составляют 0,024 и 0,3 мг/л соответственно.

Содержание урана в подотвальных водах составляет 0,006–1 мг/л. По классификации О.А. Алёкина [1970], данное значение (0,0005%) относится к очень высоким. В обстановке низкого pH уран (преимущественно в виде комплексов уранил-иона — UO_2^{2+}) начинает мигрировать и по мере снижения кислотности водной среды может накапливаться в почве, донных отложениях и др. Источниками урана и тория могут быть пирит, флюорит, породообразующие минералы (полевые шпаты, слюды и др.), торбастнезит и в меньшей степени циркон. Уран образует вокруг породообразующих минералов кайму, которая представляет собой сорбционную пленку. Концентрация урана в этой пленке в 1 000–10 000 раз выше, чем в самих минералах [Титаева, 2002].

Распространение редкоземельных элементов, урана, тория в почвах, растениях, биосубстратах населения Южного Урала приведено в работах Н.В. Старовой, Р.Ф. Абдрахманова, Д.Н. Салихова и др. [Старова, Абдрахманов, Шигапов, Салихов, 2002; Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003]. Имеются данные по содержанию урана и тория в почвенных горизонтах Учалинского района (рис. 7.20).

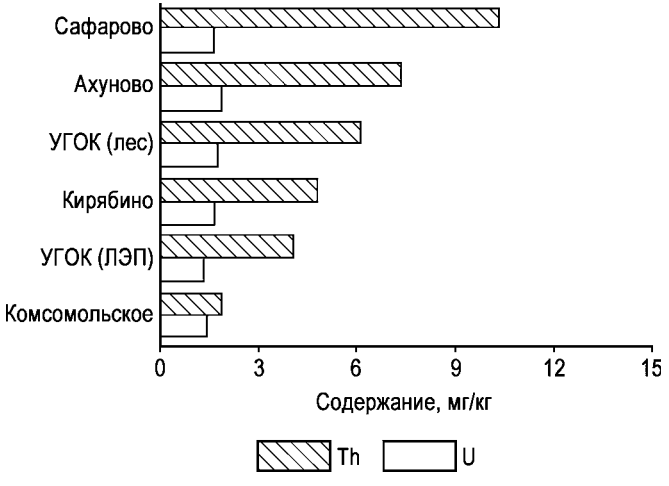


Рис. 7.20. Уран и торий в почвах Учалинского района [Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003]

Подотвальные воды представляют собой минеральное сырье, в котором по уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо со средним содержанием в рудах, в то же время высокие концентрации металлов предопределяют высокую токсичность подотвальных вод. По комплексу и концентрациям многих элементов отвалы гидрогеохимически более активны, чем многие рудные месторождения [Крайнов и др., 2004].

7.5. Загрязнение компонентов окружающей среды

7.5.1. Поверхностные и подземные воды

Результатом стока жидких отходов из отвалов, хвостохранилищ и др. является повсеместное загрязнение прилегающего к предприятиям и их производственным объектам ландшафта. Особенно сильное воздействие испытывают поверхностные водотоки, которые являются основным источником водообеспечения предприятий и населения. Например, в воде р. Карагайлы (г. Сибай) содержание Cu превышает ПДКрх в 116, Zn в 5, Mn в 485, Ni в 2 раза.

Согласно [Гос. доклад ..., 2008, 2009] среднегодовое качество воды р. Худолаз (контрольные створы: верхний — Казанский мост, нижний — пос. Новопокровский) формируется под воздействием сброса сточных вод Сибайским филиалом ОАО «Учалинский ГОК», а также дренажа из хвостохранилищ-накопителей, выщелачивания отвальных пород. В верхнем створе отмечается превышение концентраций (ПДКрх): Mn 6,3; Cu 4,8; Fe 2,1; Zn 1,6. В 2008 г. по сравнению с 2007 г. индекс загрязненности воды (ИЗВ) уменьшился с 3,5 до 2,8. Класс качества остался на уровне 2007 г. — IV, «вода загрязненная». В створе, расположенном в пос. Калинино, отмечались превышения концентрации (ПДКрх): Cu 31,7; Fe 1,4; сульфатов 5,8; фенолов 1,5. Фиксировались высокие и экстремально высокие загрязнения (ПДКрх) по цинку (144,2), марганцу (48,6). Индекс загрязненности составил 38,7, что соответствует VII классу качества воды — «чрезвычайно грязная». В замыкающем створе р. Худолаз — пос. Новопокровский, граничном с Челябинской областью, отмечены превышения среднегодовых концентраций (ПДКрх): Zn 112,5; Mn 35,8; Cu 13,1; Fe 1,9; сульфатов 5,7.

На качество воды р. Таналык в нижнем течении оказывают влияние ОАО «Башкирское шахтопроходческое управление», ЗАО «Бурибаевский ГОК» и др. В 2008 г. произошло уменьшение массы сброса загрязняющих веществ в сточных водах ЗАО «Бурибаевский ГОК» за счет уменьшения объема сброса дренажных вод в р. Таналык и ОАО «БШПУ» в связи с сокращением объемов производства. В створе, расположенном ниже пос. Бурибай, отмечено превышение среднегодовых концентраций (ПДКрх): Cu в 44,4; Mn в 19,8; Zn в 15,4; Fe в 3,7 и фенолы в 1,6 раз, что ниже показателей

2007 г. Индекс загрязненности вод уменьшился с 24,1 в 2007 г. до 14,2 в 2008 г., но класс качества остался на том же уровне VII («чрезвычайно грязная»). В замыкающем створе участка р. Таналык — пос. Таштугай, который находится на границе с Оренбургской областью, отмечалось превышение ПДКрх: Cu в 9,5 раза; Mn в 4,8; Zn в 4,4; Fe в 2,1 и сульфаты в 1,6 раза. Индекс загрязненности составил 3,8 против 4,8 в 2007 г. Класс качества изменился с V «грязная» в 2007 г. до IV «загрязненная» в 2008 г. Индекс загрязненности воды в замыкающем створе снизился до 28,2 (в 2007 г. — 65).

На качество сточных вод р. Кидыш и ее притока р. Буйды большое влияние оказывают предприятия ОАО «Учалинский ГОК». По сравнению с 2007 г. в контрольном створе р. Кидыш (пос. Кидыш) в 2008 г. отмечено снижение концентраций всех ингредиентов: Mn с 80,0 до 42,2; Zn с 19,3 до 18,0; Cu с 8,0 до 5,5; Fe общего с 11,1 до 6,8; сульфатов с 9,9 до 9,2 ПДКрх. Среднегодовая концентрация растворенного кислорода увеличилась с 4,37 мг/л до 5,65 мг/л. Концентрация нитрита, аммония и кальция в 2008 г. находилась ниже уровня ПДКрх. Величина индекса загрязненности воды уменьшилась с 21,2 в 2007 г. до 14,2 в 2008 г., но класс качества остался прежним — VII («чрезвычайно грязная») [Гос. доклад ..., 2008, 2009].

Подземные воды также испытывают мощную техногенную нагрузку. В районе СЗИФ нами [Абдрахманов, 2005; Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005] выполнены детальные комплексные исследования с целью оценки влияния фабрики на качество подземных вод. Здесь развиты субнапорные трещинные воды. Они слабо защищены от техногенного влияния через зону аэрации. Глубина залегания их колеблется от 0,1 до 5,1 м. Вода скважины, которая использовалась ранее для водоснабжения пос. Семеновский (см. рис. 7.5), весной и летом самоизливалась. Подземные воды подвержены, из-за слабой защищенности их от техногенного влияния, значительному загрязнению (табл. 7.27). Это хорошо видно по наблюдательным скважинам (см. рис. 7.3). В воде обнаружены

Таблица 7.27

Металлы-загрязнители (мг/л) в подземных водах в зоне влияния СЗИФ в 2000 г. [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005]

Место отбора	Cu	Pb	Cd	Zn	Hg	Sb
Северный колодец	0,029	0,005	<0,0005	0,045	0,00068	<0,02
Скв. у дер. Мунасипово	<0,01	0,005	<0,0005	<0,01	<0,0001	<0,02
Колодец в пос. Семеновский	0,017	0,047	<0,0005	0,025	0,00049	<0,02
Южный дренажный колодец	0,026	0,005	<0,0005	0,408	0,00011	<0,02
Источник в пос. Семеновский	<0,01	0,005	<0,0005	0,082	<0,0001	<0,02
Наблюдательная скважина	0,038	0,048	0,001	0,329	0,0012	<0,02
ПДКр.х.	0,001	0,1	0,005	0,01	0,0001	–

превышающие ПДК для питьевых вод концентрации марганца (до 21), кадмия (до 2), железа (до 500), ртути (до 14–59), цианида (до 32), в отдельных скважинах отмечены высокие концентрации хлора. Водоснабжение населения пос. Семеновский питьевой водой в настоящее время производится из новых водозаборных скважин, расположенных у д. Мунасыпово. В четырех из пяти проб питьевой воды, отобранных в ноябре 1996 г., установлено содержание железа, существенно превышающее допустимые нормы. Так, в одной из проб содержание железа равно 1,6 мг/л, в пробе из водопроводной колонки — 1,2 мг/л.

Отработанные технологические воды СЗИФ при переполнении прудов в случае аварийных ситуаций (быстрое снеготаяние, бурный паводок, сильные дожди и т. д.) переливаются через дамбу и загрязняют почву и поверхностные воды. Подобная ситуация наблюдается и в пределах зон влияния других горнопромышленных предприятий (Бурибаевский ГОК и др.).

Очевиден вывод, что поверхностные и подземные воды региона нуждаются в защите, которая предполагает создание современной системы мониторинга, разработки высокопроизводительных и эффективных технологий очистки.

7.5.2. Промышленные выбросы в атмосферу

При открытой добыче в загрязнении окружающей среды приоритетную роль играют выбросы пылегазовых продуктов отбойки в атмосферу. Взрывная отбойка и перемещение сырья на карьерах открытой добычи минералов образует газопылевые облака объемом от 35 тыс. (Бакр-Тау, Таш-Тау) до 20 млн. м^3 (Сибай, Учалы, Гай) с высотой подъема выбросов до 1 500 м. При массовых взрывах концентрация пыли в воздухе на расстоянии 1,5 км в течение часа составляет 6–10 мг/м^3. Из такого облака в радиусе 2–4 км рассеивается 200–500 т мелкодисперсной пыли, содержащей 93–99% частиц размером <5 мкм. Интенсивность выпадения пыли достигает фоновых величин на расстоянии >10 км. Влияние горно-обогатительных предприятий на прилегающие районы зафиксировано в радиусе 30–50 км [Голик и др., 2007].

Загрязнение атмосферы происходит также в результате дефляции пыли с поверхности отвалов и хвостохранилищ, с обогатительных фабрик в процессе переработки руды. Сильные и частые ветры, весьма характерные для территории Зауралья, являются причиной мощной дефляции выветрелой части материала с поверхности отвалов. В результате происходит загрязнение прилегающих к предприятию сельскохозяйственных угодий минеральной пылью. Пыль обогащена цинком и кадмием (рис. 7.21). Наличие этих элементов можно объяснить тем, что их основным минералом является сфалерит, обладающий более низкой плотностью (4,00 г/см^3)

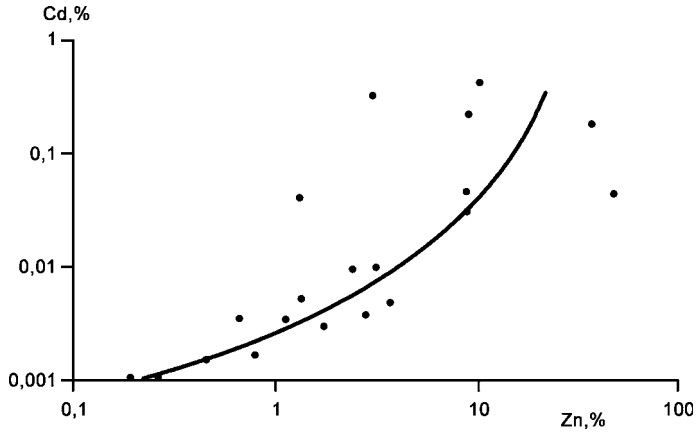


Рис. 7.21. Цинк и кадмий в минеральной пыли медноколчеданных месторождений Южного Урала [Емлин, 1997]

по сравнению с другими рудными минералами (пирит — 5,15 г/см^3) и легче переносимый воздушными потоками.

В марте 2000–2001 гг. институтом БЖД РБ [Зайнуллин, Абдрахманов, Ибатуллин и др., 2005] была проведена снеговая съемка района воздействия УГОК. Исследования показали, что основное загрязнение металлами наблюдается в северо-западном направлении от комбината и в районе г. Учалы, что согласуется с направлением господствующих ветров местности.

В пробах снега определялись хлориды, нитраты, нитриты, pH, аммонийный азот, жесткость, бенз(а)пирен, натрий, калий, кальций, магний, железо, медь, цинк, свинец, никель, кобальт, кадмий, мышьяк, сурьма, ртуть, хром, марганец, селен и ванадий.

Значительное превышение ПДКрх по железу было обнаружено почти во всех пробах (на территории обогатительной фабрики до 5 340 раз, с учетом состава осадка на фильтре — до 12 174 раз); по меди превышение составило 2–10 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрики до 10 200 раз без учета содержания меди в осадке на фильтре); по цинку — в 2–6 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрики в 52 раза).

Концентрация ртути в 4 пробах выше ПДКрх в 1,1–11 раз (в одной пробе на территории обогатительной фабрике 118 раз), хром превышает ПДКрх в двух пробах на территории обогатительной фабрики. Содержание марганца во всех пробах выше ПДКрх в 7–16 раз (на территории обогатительной фабрики — 25–60 раз).

Содержание магния, свинца, никеля на промышленной площадке превышает местный фон в 46–48 раз, в г. Учалы и с. Учалы — в 5 раз. С удалением до 5 км от УГОК содержание магния и свинца уменьшилось до фонового.

В зоне влияния СЗИФ отмечается загрязнение атмосферного воздуха ртутью, которое носит повсеместный характер и достигает 0,009 мг/м^3 (30 ПДК). По данным снеговой съемки установлено, что в зоне влияния СЗИФ, на площади в радиусе 5 км от предприятия, наряду с ртутью, существенным загрязнителем атмосферного воздуха является мышьяк. Эти токсиканты определяют степень техногенной нагрузки на почвенный слой прилегающих сельскохозяйственных угодий. Анализ проб почв показал следующие концентрации загрязнителей (мг/кг): Hg до 33 540; As до 150; Cu до 173; Zn до 219; Pb до 1033,5; Cr до 275.

В районе БМСК, в селитебной части города, превышение ПДК по меди достигало 1,8, никелю 1,2, сере 2 раза [Гос. доклад ..., 2008]. Данные по загрязнению почв представлены в таблице 7.28.

Твердые и жидкие отходы, газопылевые выбросы являются звеньями единой природно-техногенной системы «геологическая среда – горная промышленность – биосфера (человек)». Металлы и другие загрязнители, перераспределяясь в пределах данной системы, в конце концов, попадают

Таблица 7.28

Загрязнение почв металлами в зоне влияния УГОК [Старова, Борисова, Абдрахманов и др., 2003]

Элемент	УГОК, лес	УГОК, ЛЭП	Фоновые почвы Южного Урала (г. Магнитогорск), [Агроэкология …, 2000]
	мг/кг, почвы/почвообразующие породы		
Cu	509,0 / 325,0	425,0 / 325,0	18
Zn	191,50 / 48,00	105,50 / 48,00	37
Fe	79250,0 / 69400,0	78350,0 / 69400,0	–
Mn	1480,0 / 313,0	389,0 / 313,0	–
Pb	94,0 / 0,00	4,85 / 0,00	18
As	246,0 / 349,0	– / 349,0	–
Se	6,15 / 3,2	2,9 / 3,2	–
Hg	0,02 / 0,06	0,03 / 0,06	–
Sb	2790,0 / 529,0	4,15 / 1,0	–
Cd	0,2 / 0,6	1,0 / 0,6	0,3
Bi	0,87 / 1,0	1,15 / 1,0	–

в организм человека и тем самым ухудшают состояние его здоровья. Необходимы принципы и методы решения данной проблемы, которая с каждым годом становится все острей.

7.6. Проблемы минимизации техногенной нагрузки на окружающую среду

При разработке месторождений цветных и черных металлов (Учалинское, Сибайское, Бурибайское, Миндякское, Туканское, и др.), бурого угля (Маячное, Бабаевское, Кривленское) и других полезных ископаемых образуются, с одной стороны, карьеры диаметром от 20–150 до 1000–1400 м, глубиной до 200–470 м, с другой — отвалы высотой до 50–80 м, которые требуют рекультивации. Горнорудные районы по степени экологической напряженности относятся к критическим и катастрофическим зонам [Габбасова, 2004; Абдрахманов, 2005]. Сотни гектаров сельскохозяйственных земель изымаются под горные отводы карьеров, отвалов, хвостохранилищ и промплощадок (табл. 7.29).

Таблица 7.29

Площадь карьеров и отвалов месторождений Южного Урала

Месторождения и предприятия	Площадь, га		
	Карьеры	Отвалы	Хвосты
БМСК			
Сибайское	168	600	–
Камаганское	12	16,0	–
Бакр–Узяк	12	23,5	–
Бакр–Тау	–	77,5	–
Обогатительная фабрика БМСК	–	–	154
УГОК			
Учалинское	135	573	–
Им. XIX партсъезда	107	–	–
Юбилейное	–	46	–
Обогатительная фабрика УГОК	–	–	152
БГОК			
Бурибайское	–	25,8	–
Маканское	–	25,5	–
Обогатительная фабрика БГОК	–	–	45,7
СЗИФ	–	–	32,7
БМК	–	24,8	–
Другие горнопромышленные предприятия			
Туканский рудник	162	418	45
Верхнекардинский карьер	8	23,4	–
Бабаевское	–	1467	–
Маячное	–	136	–

В результате сброса стоков и газопылевых выбросов из карьеров, шахт и техногенно-минеральных образований происходит загрязнение прилегающих территорий тяжелыми металлами и другими загрязнителями. Так, при проведении буровзрывных работ и при перевозке руды в карьерах образуется пыль, содержащая металлы. Переработка отходов ведется недостаточно (рис. 7.22). Главным образом это производство горного щебня из материала отвалов (БМСК, УГОК), который идет на строительство дорог в карьерах, а также поставляется строительным организациям. Но в целом это не решает проблемы загрязнения природной среды тяжелыми металлами.

Рост площадей нарушенных земель требует неотложной разработки и проведения мероприятий по их восстановлению и возвращению во вторичное хозяйственное пользование.

Разработка данных мероприятий невозможна без мониторинга окружающей и геологической среды. Для оценки геоэкологических условий и определения объемов подотвальных вод, поступающих в р. Таналык, в 2006–2009 гг. нами проводились специальные инженерно-экологические исследования с постановкой опытно-фильтрационных работ (откачки из шурфов, определение коэффициента фильтрации пород и др.) в районе отработанного месторождения Куль-Юрт-Тау (рис. 7.23).

Откачки проводились из шурфов (50–100 м восточнее карьера). Фильтрационные расчеты выполнялись для рыхлых глинисто-щебенистых

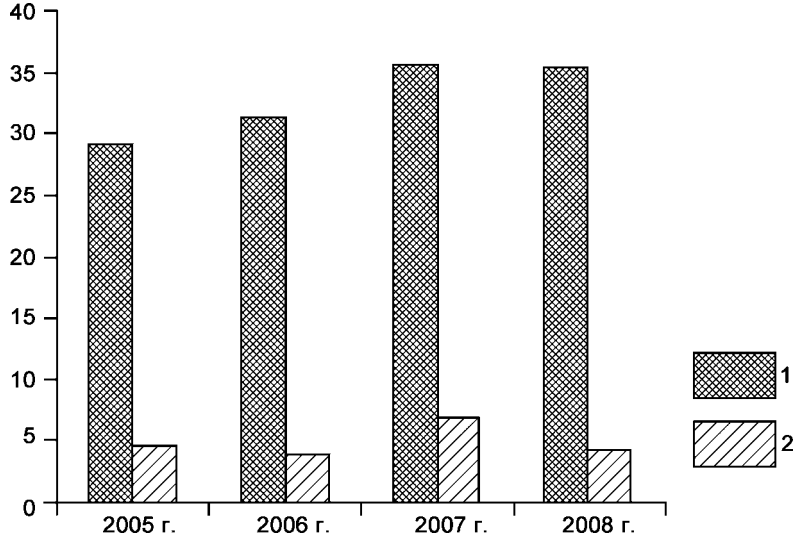


Рис. 7.22. Динамика образования и переработки отходов на предприятиях горной промышленности РБ [Гос. доклад ..., 2009]

Условные обозначения: 1 — образование, 2 — переработка

отложений (рис. 7.24), покрывающих коренные породы [Абдрахманов, Ахметов, Ковтуненко, 2007]. Для гидрогеологических условий данной территории наиболее приемлема формула Замарина [Скабалланович, 1960] для несовершенного колодца:

$$k=\frac{Q}{\frac{1{,}36(l_0^2-l^2)}{\lg R-\lg r}+4rS},$$

где Q — дебит колодца (в нашем случае 1,96 м³/сут);

R — радиус влияния колодца (3 м);

r — радиус круглого в сечении колодца (0,39 м);

l_0 — расстояние от дна колодца до статического уровня подземных вод (1,8 м);

l — расстояние от дна колодца до пониженного уровня подземных вод (1,3 м).

По расчетам коэффициент фильтрации составил 0,62 м/сут. Действительная скорость фильтрации с учетом пористости делювиальных отложений ($n \approx 0{,}3$) определена по формуле:

$$u = \frac{k \times I}{n},$$

где k — коэффициент фильтрации (0,62 м/сут);

I — гидравлический уклон потока подземных вод (0,04);

u — 0,083 м/сут.

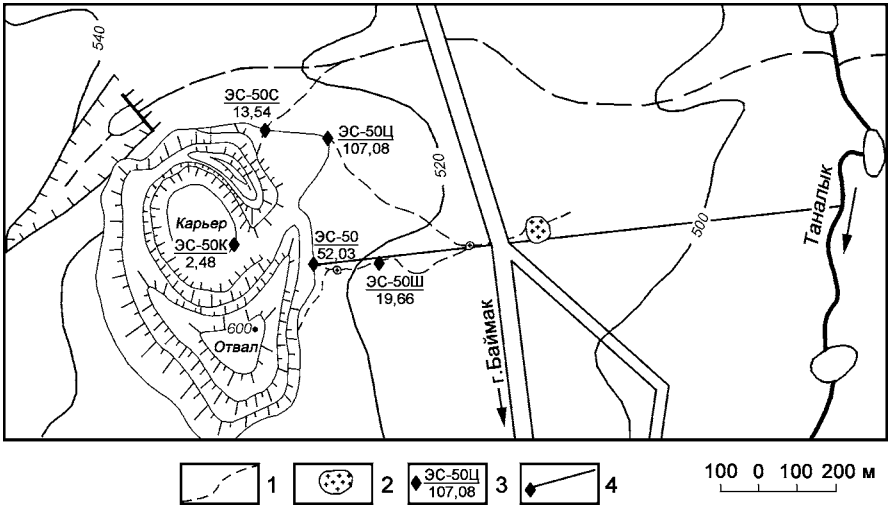


Рис. 7.23. Схематическая карта месторождения Куль-Юрт-Тау

Условные обозначения: 1 — стоки и овражная сеть; 2 — пруды-накопители; 3 — места отбора проб, в числителе — номер пробы, в знаменателе — ее минерализация в г/л: ЭС-50 — юг отвалов, ЭС-50Ц — центр отвалов, ЭС-50С — север отвалов, ЭС-50К — карьер, ЭС-50Ш — шурф; 4 — линия гидрогеологического разреза

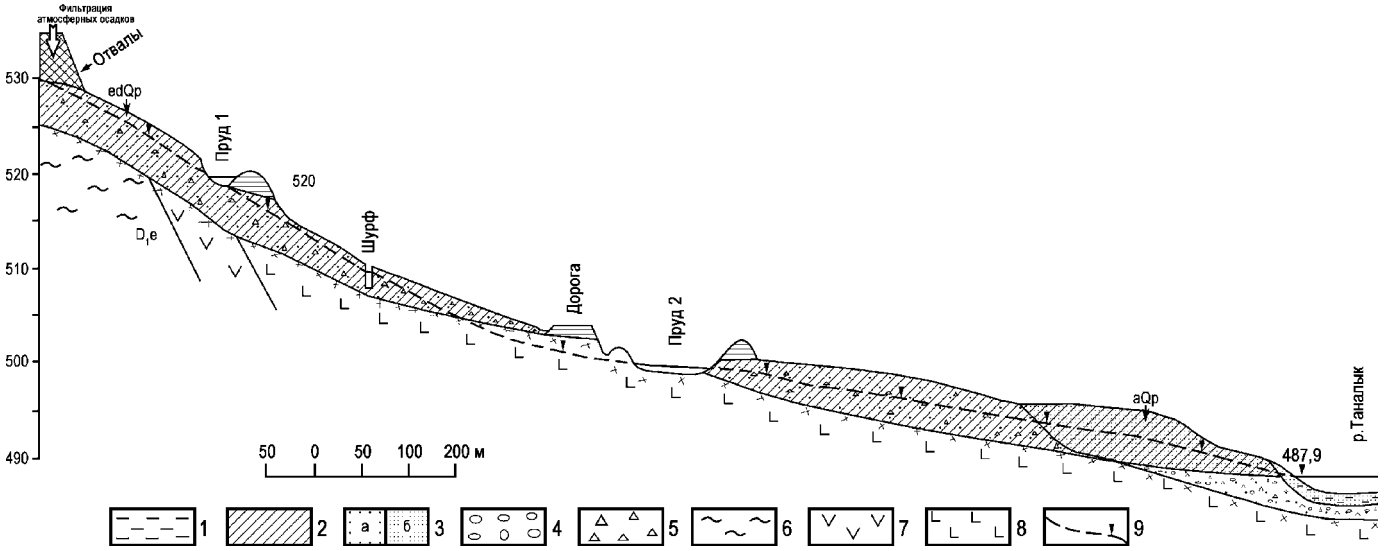


Рис. 7.24. Гидрогеологический разрез участка Куль-Юрт-Тау — р. Таналык [Абдрахманов, Ахметов, Ковтуненко, 2007]

Условные обозначения. 1–8 — породы: 1 — глины, илы, 2 — суглинки, супеси, 3 — а) пески грубозернистые, б) пески отсортированные, 4 — галька, валуны, 5 — дресва, щебень, 6 — сланцы (серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые, 7 — андезитовые порфириты, 8 — основные эффузивы; 9 — уровень грунтовых вод

По полученным результатам произведен расчет объема фильтрационных стоков ($м^3$/сут) от месторождения до р. Таналык. Расчет произведен по методу Дарси для граничного пласта с ламинарным движением потока по формуле:

$$Q = u \times F,$$

где u — действительная скорость фильтрации (0,083 м/сут);

F — площадь поперечного сечения потока (5000 $м^2$).

Общий объем подземного потока загрязненных вод от отвалов (3200 тыс. т) до р. Таналык составляет 413,3 $м^3$/сут.

В районе месторождения Куль-Юрт-Тау развиты хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и натриево-кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,53 г/л и pH 6,5–7,1, с содержанием Fe < 1,0; Cu < 0,007; Zn < 0,05 мг/л. В направлении к рудной серноколчеданной залежи состав вод постепенно изменяется в следующей последовательности: «гидрокарбонатно-сульфатный – сульфатно-гидрокарбонатный – типично сульфатный кислый» с одновременным ростом минерализации до 2,5 г/л и снижением pH до 4–2. В сульфатных водах содержатся (мг/л): Fe^{2+} 2,5–564; Cu 0,1–1,0; Zn 0,1–0,4; Mo до 2,0. Как примеси в них присутствуют микроэлементы — Au, Bi, Pb, Cr, Ti, V, Mn, Sr и др. Карьерные («озерные») воды месторождения характеризуются сульфатным кальциево-железистым составом (табл. 7.30).

Подотвальные воды образуются под влиянием атмосферных осадков. Количество выпадающих садков в регионе составляет 400 мм/год, при величине испарения 280 мм/год. Разница (120 мм/год) проникает через тело отвалов (94 га) и формирует высокоминерализованный подотвальный сток объемом ~ 112000 $м^3$/год. Минерализация подотвальных вод месторождения Куль-Юрт-Тау достигает 13,5–107 г/л при pH 1,65–2,75. Воды содержат (мг/л): Fe — до 10000; Cu — до 26,81; Zn — 12,51; Co — 12,04; Ni — 1,31; Hg — до 0,00021 (табл. 7.31).

Минерализация подземных вод на удалении 100–150 м от отвалов достигает 25 г/л. В них содержатся (мг/л): Cu до 6,9 (0,02); Zn до 5,9 (0,014); Pb до 0,05 (0,01); Co — 3,8; Ni — 1,3 (0,012); Mn — 47,5 (0,65); Mo — 0,01 (0,004); Sr — 0,9 (0,9); Cd — 0,05 (0,0002); Be — 0,03 (0,00009); Y — 0,4; Ce — 1,8; Tl — 0,0004; Th — 0,1; U — 0,5. В скобках приведены средние содержания микроэлементов в водах зоны выветривания Уральской гидрогеологической складчатой области [Абдрахманов и др., 2007]. В воде р. Таналык содержатся (в скобках превышение ПДК для воды рыбохозяйственных водоемов): Fe до 12,3 мг/л (123); Cu до 0,04 мг/л (40); Zn до 0,6 мг/л (60); Mn 0,5 мг/л (50); Pb 0,1 мг/л (1); As 0,07 мг/л (1,4); Cd 0,008 мг/л (1,6).

На предприятиях горнорудного комплекса на стадии их проектирования предполагаются рекультивационные мероприятия: снятие дерна перед проходкой открытых горных выработок и хранение его в специальных

Таблица 7.30

Химический состав карьерных («озёрных») вод месторождения Куль-Юрт-Тау [Удачин и др., 2008]

№№ проб	Глубина отбора, м	pH	Eh, мВ	M, г/л	Ингредиенты, мг/л, %–моль							
					HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Al^{3+}	Fe^{2+}
1	1	2,6	600	2,27	0 0	1870 97,98	28,4 2,02	161, 37,1	63,0 23,9	34,6 6,95	39,6 20,37	70,3 11,6
2	4	2,5	595	2,29	0 0	1850 97,77	31,2 2,23	187,0 39,9	65,0 22,9	36,0 6,7	38,45 18,3	79,4 12,2
3	8	2,5	525	2,33	0 0	1885 98,33	23,7 1,67	185,0 37,9	70,0 23,6	35,8 6,38	42,1 19,2	87,4 12,9
4	16	2,5	470	2,61	0 0	1950 98,26	25,5 1,74	193,0 29,8	71,0 18,1	35,7 4,8	42,15 14,53	294,6 32,7
5	25	2,6	465	2,77	0 0	2070 98,62	21,4 1,38	202,0 29,2	74,0 17,6	38,16 4,8	46,2 14,9	321,5 33,4
6	33	2,5	465	2,81	0 0	2055 98,85	17,6 1,15	206,0 27,71	78,0 17,3	42,99 5,04	49,35 14,8	364,2 35,2
7	37	2,5	470	2,88	0 0	2080 98,82	18,4 1,18	203,0 26,1	79,0 16,7	44,9 5,0	54,8 15,7	395,61 36,47
8	40	2,6	460	2,99	0 0	2170 98,83	19,0 1,17	209,0 26,0	82,0 16,8	54,5 5,9	58,44 16,2	392,1 35,03

Таблица 7.31

Микроэлементы в рудничных и подотвальных водах (мг/л) месторождения Куль-Юрт-Тау

Элемент	Южная часть отвала	Центральная часть отвала	Северная часть отвала	Карьер	Шурф
1	2	3	4	5	6
Li	0,2	0,4	0,09	0,03	0,3
Be	0,02	0,03	0,02	0,005	0,03
Sc	0,3	0,6	0,2	0,02	0,3
Ti	0,9	2,3	0,5	0,1	0,4
Cr	0,4	0,9	0,2	0,03	1,2
Mn	19,3	23,6	11,3	1,8	47,5
Co	4,9	12,4	1,6	0,3	3,8
Ni	1,1	2,4	0,5	0,09	1,3
Cu	16,4	37,7	4,5	2,5	6,9
Zn	7,6	15,1	10,7	2,3	5,6
Ga	0,03	0,1	0,008	0,002	0,006
Ge	0,006	0,002	0,001	0,0003	0,003
Rb	0,009	0,05	0,003	0,002	0,002
Sr	0,9	1,6	0,9	0,5	0,9
Y	0,3	0,3	0,2	0,03	0,4
Zr	0,1	0,2	0,02	0,003	0,01
Mo	9,2	6,5	0,2	0,05	0,01
Cd	0,08	0,06	0,02	0,02	0,05
Sn	0,004	0,02	0,004	0	0
Sb	0,002	0,001	0,001	0,0004	0,0009
Te	0,2	0,5	0,01	0,008	0
Cs	0,002	0,003	0,0001	0,0002	0,0002
Ba	0	0,5	0,06	0,04	0,1
La	0,5	1,01	0,2	0,09	0,6
Ce	1,2	2,2	0,7	0,2	1,8
Pr	0,1	0,2	0,08	0,02	0,2
Nd	0,7	0,8	0,3	0,09	0,8
Sm	0,2	0,1	0,09	0,03	0,2
Eu	0,04	0,04	0,03	0,007	0,06
Gd	0,2	0,1	0,08	0,02	0,2
Tb	0,02	0,02	0,02	0,002	0,03
Dy	0,1	0,09	0,06	0,01	0,2
Ho	0,02	0,02	0,01	0,002	0,04
Er	0,04	0,03	0,03	0,006	0,09
Tm	0,005	0,005	0,005	0,0006	0,01
Yb	0,06	0,04	0,03	0,004	0,08
Lu	0,01	0,003	0,004	0,0005	0,01
Ta	0,01	0,005	0,02	0,0005	0,0006
Tl	0,002	0,006	0	0,0003	0,0004
Pb	0,2	0,8	0,03	0,03	0,05
Bi	0	0,03	0	0,00003	0,0009
Th	0,2	0,8	0,08	0,005	0,1
U	0,3	0,2	0,2	0,04	0,5

хранилищах, строительство очистных сооружений, подготовка площадей под отвалы и хвостохранилища с гидроизолирующим основанием, засыпка отработанных карьеров вскрышными породами и отходами обогащения руд, обеззараживание загрязненных токсикантами земель, землевание и укладка дерна на нарушенных площадях.

Согласно данным Г.В. Бойкова [2004], при добыче полезных ископаемых открытым способом на каждую тысячу тонн отвалов вскрышных пород и забалансовых руд изымается в среднем 0,1 га земель. Дальнейшее расширение горных выработок в сложных горнотехнических условиях с повышенным коэффициентом вскрыши увеличивает удельный расход земельной площади в 1,5–1,7 раза.

Данный вид работ сопряжен с большими финансовыми затратами, что в современных условиях делает их недоступными для многих предприятий горнорудного комплекса. Предложенные методы борьбы с загрязнением окружающей среды направлены в основном против стока рудничных и подотвальных вод, так как именно они являются главной миграционной средой токсикантов. Методы разделяются на химические (нейтрализация), физико-химические (адсорбция) и биохимические (окисление с использованием бактерий). На отдельных предприятиях применяются методы очистки путем нейтрализации отходами известнякового производства (отвалы Худолазовского карьера БМСК), цементации меди на железном скрапе, отведения оборотных вод обогатительных фабрик на хвосты флотации. Но данные методы малоэффективны по причине того, что не решают весь круг проблем утилизации. Эффективным методом очистки вод являются сорбционные методы, но этот метод сдерживается дороговизной сорбентов. Необходима разработка комплексных методов обезвреживания техногенных объектов.

Наиболее эффективным способом защиты окружающей среды и улучшения ландшафта, по нашему мнению, является комплексный метод рекультивации, который включает в себя химическую и биологическую рекультивацию. Химическую рекультивацию можно провести на основе технологий бактериального и кучного выщелачивания [Рыбаков, 1998]. Эти методы позволят снизить уровень содержания загрязнителей в материале отвалов и хвостохранилищ, а также извлечь из них ценные компоненты. Содержание меди в отходах после одного цикла бактериальной обработки уменьшается на 57,5, цинка на 83,3, ртути на 95% [Буачидзе и др., 2002]. В настоящее время имеются данные по бактериальному окислению простейших рудных ассоциаций — сульфидных пар, в частности тех, которые характерны для лучше изученных микробиологами медноколчеданных месторождений (табл. 7.32).

Для рентабельного извлечения меди и цинка из отвалов необходимая концентрация меди должна быть >0,06; цинка >0,1%. В северном отвале Сибайского месторождения ориентировочно содержится Cu 0,1; Zn 0,4%.

Таблица 7.32

Выход меди в раствор в опытах с мономинеральными и смешанными пробами за 8 сут (% от содержания Cu в 1 г пробы сульфида) [Яхонтова, Зверева, 2000]

Мономинеральные пробы	Выход меди	Смешанные пробы	Выход меди
Халькозин	12	Халькозин–пирит	50
Халькопирит	25	Халькопирит–пирит	60
Борнит	30	Борнит–пирит	50
		Халькозин–халькопирит	50

При выщелачивании необходимо учитывать, что скорость проникновения раствора внутрь обломка руды <1 мм/час, а на глубине 60 мм $<0{,}01$ мм/час. Следовательно, наиболее полное извлечение металлов следует ожидать при выщелачивании обломков величиной <120 мм. Для интенсификации выщелачивания руд разработан способ ускорения процесса наложением комбинированного электровоздействия на систему «руда–раствор» (одновременная подача высокочастотного и постоянного токов). При прочих равных условиях этот метод в 1,5–1,6 раза ускоряет выщелачивание руд по сравнению с любым другим электровоздействием. При прохождении тока по системе «руда–раствор» возникает локальный перепад T, величина которого достигает 100–120 °C, и происходит разрушение и декрепитация обломков пород и руд [Рыбаков, 1998].

Основным приемом биологической рекультивации является консервация техногенных объектов лесными насаждениями, поскольку они могут создаваться на рекультивируемых объектах с минимальными затратами, обеспечивая защиту от водной и ветровой эрозии, загрязнения окружающей среды и становясь объектом хозяйственного и рекреационного назначения. При залесении отвалов прерывается «цепочка» миграции экотоксикантов от отвалов в компоненты окружающей среды. Происходит связывание токсичных элементов в почвах и последующая аккумуляция их в растительности. Например, почвогрунты на отвалах УГОК и БМСК характеризуются слабощелочной реакцией среды (pH 7,4–8,2), при которой многие приоритетные для региона исследований загрязнители (Cu, Pb, As и проч.) характеризуются малой миграционной способностью [Почвы ..., 1997].

Для планирования способов биологической рекультивации, подбора применяемых трав, деревьев, кустарников, создания агротехники выращивания насаждений необходимо проведение агрохимических исследований с определением запаса гумуса и основных элементов минерального питания на каждом рекультивируемом участке [Голованов и др., 2001].

Исследования показали [Баталов и др., 1989; Почвы ..., 1997], что отвальные грунты Учалинского и Туканского месторождений не являются

токсичными для сосны и лиственницы и не препятствуют их произрастанию. Рекультивируемые земли вполне могут быть отведены под сельскохозяйственное использование. Обязательным условием выполнения биологической рекультивации является проведение горнотехнической подготовки нарушенных земель, нанесение гумусированного слоя в качестве питательного субстрата для растений.

Для очистки грунтов, загрязненных тяжелыми металлами, перспективен электрохимический метод, основанный на применении поля постоянного электрического тока. Растворимые загрязнители в поровом растворе грунта мигрируют под действием электроосмоса и других электрохимических процессов от одной зоны к другой. В результате проведенных исследований установлено, что под действием постоянного электрического тока наблюдается снижение концентраций тяжелых металлов до 50–90% [Королев, 2003].

Малоизученной остается проблема рекультивации карьеров и других горных выработок. Как уже было сказано выше, их засыпка финансово затруднительна для предприятий. Предлагаемые методы рекультивации карьерных выемок с целью сельскохозяйственного, лесохозяйственного и рекреационного использования (купание, спортивное рыболовство) невозможны в исследуемом регионе в силу токсичности пород, слагающих борта, и вод, затапливающих карьеры. Необходимый минимум мероприятий, который можно сделать в данное время — это сооружение дамб и противофильтрационных завес (кольцевые дренажи и др.) для перехвата поверхностного стока и вод верхних горизонтов.

В целях устранения негативного техногенного воздействия на окружающую среду рекомендуется:

- проведение комплексных исследований на техногенных объектах: изучение имеющихся сведений о ТМО, геолого-маркшейдерские исследования, поверхностное и глубинное опробование;
- отсыпка новых отвалов и хвостов на гидроизолированное основание;
- сбор рассеянных стоков в единый водосборник;
- очистка сточных вод и химическая нейтрализация отвалов с использованием комплекса гидрометаллургических, химических, физических и биологических методов. Для этого необходимо исследовать возможность использования в процессах очистки местных дешевых материалов: цеолитов, известняков, доломитов, глин, торфов и проч. По существу очистка сточных вод представляет собой производство, в котором сырьем служит загрязненная, а продукцией — чистая вода. Побочным продуктом при очистке сточных вод являются извлекаемые из них загрязнители, которые часто представляют собой немалую ценность;
- проведение биологической рекультивации на отвалах и хвостохранилищах с применением агротехнических приемов;
- инженерная защита карьеров от поверхностного и подземного стока.

Загрязнение почв тяжелыми металлами приводит к образованию кислой или щелочной реакции почвенной среды, снижению её обменной емкости, потере питательных веществ, изменению плотности, пористости, отражательной способности поверхности почвы, развитию эрозии, дефляции, сокращению видового состава растительности или ее полной гибели.

Прежде чем начать рекультивацию таких земель, необходимо установить источник и причины загрязнения, провести мероприятия по снижению выбросов, локализации или ликвидации источника загрязнения. Только при таких условиях может быть достигнута эффективность рекультивационных работ.

Ориентиром для разработки состава работ по рекультивации земель в первую очередь служит приоритетное вещество, вызывающее ухудшение экологического состояния почв и качества сельскохозяйственной продукции. При этом ожидаемую подвижность других опасных веществ необходимо регулировать специальными или комплексными мероприятиями.

Рекультивацию земель [Голованов и др., 2001], загрязненных тяжелыми металлами, осуществляют культивированием устойчивых к загрязнению культурных и дикорастущих растений, способных накапливать тяжелые металлы в вегетативных органах (фиторекультивация), регулированием подвижности тяжелых металлов в почве, регулированием соотношений химических элементов в почве, созданием рекультивационного слоя, заменой и разбавлением загрязненного слоя почвы.

Заключение

Анализ и обобщение разнообразной геолого-гидрогеологической и физико-географической информации позволил выяснить основные закономерности размещения и формирования подземных вод в различных структурно-формационных зонах Южного Урала. В соответствии с принципами структурно-гидрогеологического районирования в южной части Уральской ГСО выделены Западно-Уральский ААБ пластовых трещинно-карстовых вод, Центрально-Уральский и Магнитогорский бассейны трещинных вод, соответствующие трём одноимённым тектоническим мегазонам субмеридионального простирания, различающимся по геологическому строению, ландшафтно-климатическим и гидрогеологическим условиям. В них помимо типичных метаморфических и интрузивных гидрогеологических массивов (ГМи и ГМм), соответствующих выходам на поверхность кислых, средних, основных и ультраосновных пород (I этаж ГСО), развитие получили гидрогеологические интермассивы и адмассивы (ГАМ и ГИМ), связанные с вулканогенно-осадочными толщами палеозоя (II этаж ГСО). Карбонатные породы, обычно залегающие в понижениях рельефа среди кристаллических пород, слагают чехол внутриструктурных карстовых бассейнов и соответствуют III этажу ГСО. Наличие густой сети открытых взаимосвязанных между собой трещин в породах с жёсткими кристаллизационными связями, их сильная тектоническая дислоцированность обусловливают формирование единой системы трещинных и трещинно-жильных вод.

В условиях среднегорного и низкогорного рельефа Южного Урала, глубоко расчленённого разветвлённой речной сетью притоков Волги и Урала, определены пути перемещения и динамика инфильтрогенных вод в зоне гипергенеза и главные особенности формирования их химического состава. Направление движения вод контролируется морфологией рельефа, литологическим и структурным факторами. Наибольшая концентрация подземного стока происходит в интенсивно трещиноватых и закарстованных карбонатных породах Западно-Уральского и внутригорных ААБ, а также в зонах проницаемых тектонических нарушений, глубоко (до 500–800 м и более) проникающих в тело ГМ и дренирующих окружающие породы.

Гидрогеологическая структура Магнитогорского мегасинклинория и Центрально-Уральского поднятия (в составе Башкирского, Зилаирского

и Уралтауского бассейнов трещинных вод второго порядка) рассматривается как система гидродинамически разобщенных автономных ГМ различных типов с центробежным распределением стока, связь между которыми осуществляется в аллювии долин рек, пролювии склонов и внутригорных карстовых бассейнах. Длина путей перемещения инфильтрогенных вод в ГМ зависит от типа и геометрии их, но в общем случае, как правило, не превышает n–10n км.

В соответствии с гидрогеологической поясностью горно-складчатого сооружения, по мере уменьшения крутизны склонов (от 45 до 10°) и связанной с ней величины гидравлического градиента (от 0,05 до 0,01), действительные скорости движения вод снижаются от $n\times(10^2–10)$ до n м/сут, в результате чего период полного водообмена в высоко динамичных трещинных системах не превышает одного года (обычно он значительно меньше). Одновременно по мере изменения гипсометрии рельефа наблюдается закономерный рост минерализации регионально-трещинных вод зоны выветривания.

Вещественный состав пород, климат и динамика подземных вод являются главными факторами, определяющими характер, направленность и интенсивность литолого-гидрогеохимических процессов в системе «вода–порода–газ–ОВ» зоны гипергенеза. Наиболее низкая минерализация вод (30–200 мг/л) свойственна трещинным средам преимущественно кварцевого состава Центрально-Уральского бассейна. В формировании гидрогеохимических особенностей здесь существенное значение играет поступление солей с атмосферными осадками, средняя минерализация которых составляет 20 мг/л. Общий вклад минеральных веществ метеорного происхождения в солевой состав ультрапресных вод достигает 30–50% и более. Особенно велика доля атмосферных осадков (до 70–90%) в формировании сульфатного, хлоридного, иногда кальциевого ионов подземных вод. В более растворимых закарстованных субплатформенных карбонатных осадках Западно-Уральского ААБ минерализация вод повышается до 400–500 мг/л, а в вулканогенно-осадочных толщах Магнитогорского бассейна — до 3–5 г/л и более в связи широким развитием процессов континентального засоления почвогрунтов зоны аэрации. Подземные воды приобретают пёстрый ионно-солевой состав.

Главную роль в формировании химического состава вод метаморфических, магматических и вулканогенно-осадочных образований рифея и палеозоя Южного Урала играет гидролиз (углекислотное выщелачивание) слагающих их алюмосиликатных и силикатных минералов. В результате обмена ионов водорода, источником которого служит диссоциация угольной кислоты и частично самой воды, на ионы металлов в кристаллической решётке силикатов в Центрально-Уральском и Магнитогорском бассейнах в зависимости от геохимической специализации минералов (альбит, анортит, микроклин, оливин и др.), литологии и генезиса пород формируются

гидрокарбонатные воды различного катионного состава и мощные (до 100–200 м) мезозойско-кайнозойские глинистые коры выветривания, состоящие из вторичных минералов (каолинита, гиббсита, окисных и гидроокисных минералов железа, алюминия и др.).

В условиях Урала при кратковременном взаимодействии инфильтрационных вод с труднорастворимыми полиминеральными алюмосиликатными и силикатными породами, состоящими из минералов ряда *Ab–An*, Mg_2SiO_4–Fe_2SiO_4, Fe_3O_4 и др., литолого-гидрогеохимическое равновесие в системе «вода – первичные алюмосиликаты» не достигается, в результате чего образуются воды с низкой минерализацией и обычно смешанного катионного состава. В такой ситуации вода покидает горную породу в сильно ненасыщенном химическими соединениями состоянии. Не способствуют установлению равновесия низкие концентрации в водах CO_2 и генетически связанного с ней иона H^+, трещинный тип коллекторов, определяющий небольшую площадь взаимодействия твёрдой и жидкой фаз, а также наличие на поверхности минералов защитной плёнки, состоящей из окислов кремния, алюминия и железа. Металлу (Na, Ca, K, Mg) для выхода в раствор нужно быть вытесненным ионом водорода из кристаллической решётки минерала и преодолеть не только первичную субстанцию — породу, но и вторичное новообразование — защитную «рубашку».

Показано, что в гидродинамически активной трещинной алюмосиликатной среде кинетика инконгруэнтных гидролитических процессов, протекающих по внутридиффузионному механизму, не способна обеспечить накопления в подземных водах сколько-нибудь значительных количеств соды. Одна из причин этого состоит в сложном минеральном составе водовмещающих силикатных пород. Другая причина заключается в том, что гидролитические процессы инициируют и контролируют массообмен в литолого-гидрогеохимических системах, заключающийся в переводе металла из жёстко фиксированного в кристаллической решётке состояния в гидратированную карбонатную форму. Аккумуляция в подземных водах $NaHCO_3$, имеющего высокую растворимость, в этом случае, как показано С.Л. Шварцевым [1998], наступит только после того, как будет достигнут предел растворимости $CaCO_3$. Однако гидрогеохимические параметры, необходимые для осаждения из гидрокарбонатных вод $CaCO_3$ (pH >7,4, концентрация HCO_3^- >300, минерализация >600 мг/л), на Южном Урале в ходе гидролитических процессов в алюмосиликатных породах никогда не достигаются.

Околонейтральные маломинерализованные содовые воды Урала (pH 7,0–7,5, *M* 0,06–0,6 г/л, $NaHCO_3$ <20–30, редко 40–50%) в геохимическом отношении кардинально отличаются от щелочных гидрокарбонатных натриевых вод Предуралья (pH 7,4–8,8, *M* 0,6–1,2 г/л, $NaHCO_3$ + Na_2CO_3 до 80–92%). Геохимические особенности этих вод объясняются различными условиями их формирования и, таким образом, имеют под собой генетическую основу. Как установлено экспериментальным путём, образование

чистых содовых вод в терригенной верхнепермской формации Волго-Камского артезианского бассейна, являющейся продуктом преимущественно морского седиментогенеза, обусловлено не гидролитическими, а обменно-адсорбционными процессами в системе «HCO_3–Ca-вода–адсорбированный Na глинистых осадков». В работе подробно освещена кинетика и литолого-гидрогеохимические последствия этих процессов и аргументируются выводы о полигенности содовых вод Урала и Предуралья.

Мы полагаем, что обсуждение столь сложной проблемы, как происхождение подземных содовых вод, только с общих геологических позиций (структура, литология, фации и пр.) не вполне отвечает современному уровню гидрогеологических знаний. В результате почти всегда остается гидрогеохимическая неопределённость, альтернатива. Для Волго-Уральского и ряда других седиментационных бассейнов — это необходимость выбора между двумя конкурирующими концепциями: обменно-адсорбционной и гидролитической. Решение «вечной» содовой проблемы для каждой конкретной геолого-гидрогеологической ситуации должно базироваться *a posteriori* на результатах специальных литолого-гидрогеохимических исследований, включающих анализ ионно-солевого комплекса пород (водорастворимые минералы, поровые растворы, адсорбированные ионы) и физико-химическое моделирование в системе «вода–порода», максимально приближенное к природным условиям того или иного региона. К сожалению, такие исследования пока не получили сколько-нибудь широкого развития.

Вопреки сложившимся представлениям о водоупорности гидрогеологических массивов ниже зоны выветривания, выполненные исследования в глубоких и сверхглубоких скважинах, горных выработках позволяют утверждать, что открытая трещиноватость пород разного уровня и происхождения распространена до глубины 3000–4000 и даже 6000 м. На этих и, не исключено, несколько больших глубинах в существующих *PT*-условиях Урала следует ожидать и наличие гравитационной воды в жидком состоянии. Однако, имея в виду характер гидравлической связи регионально-трещинных вод зоны выветривания и трещинно-жильных вод зон разломов, энергетические возможности рельефа Урала, а также неуклонное снижение с глубиной проницаемости пород, вряд ли можно допустить проникновение вод современной инфильтрации на глубину >1000–1500 м.

Исследование вертикальной (глубинной) гидрогеохимической зональности Южного Урала позволяет утверждать, что в пределах всех гидрогеологических структур маломинерализованные кислородно-азотные воды различного состава на глубине >1000 м сменяются солёными водами, а >2000–3000 м — метановыми хлоркальциевыми рассолами с минерализацией до 100–200 г/л и более, содержащими спектр галофильных и биофильных микроэлементов. Рассолы связаны с осадочными, вулканогенно-осадочными и осадочно-метаморфическими толщами про-

терозоя – палеозоя, которые в силу надвигового (аллохтонного) строения Урала оказались литологически и тектонически изолированными от воздействия гипергенных факторов. В своем большинстве они являются продуктом седиментогенеза в лагунно-морских бассейнах различной солёности и последующей метаморфизации в системе «рассол – порода» под влиянием процессов альбитизации, доломитизации, обменной адсорбции и др.

В осадочно-метаморфических рифейских отложениях Башкирского антиклинория и вулканогенно-осадочных породах девона Магнитогорского мегасинклинория, наряду с солёными водами хлоркальциевого типа, на глубине 1,35–3,25 км установлены гидрокарбонатные и сложного анионного состава натриевые воды хорошо выраженного содового типа ($NaHCO_3$ до 61%). По поводу их происхождения может быть предложено два альтернативных решения: 1) присутствие в составе вод литогенной (метаморфогенной и возрождённой) составляющих и 2) образование содовых вод в результате глубокой переработки алюмосиликатного вещества под влиянием длительных во времени обменных реакций с участием иона водорода, ведущих к накоплению в растворе $NaHCO_3$.

Важной, но остававшейся до последнего времени не вполне решённой проблемой региональной гидрогеологии, является проблема гидрогеодинамических и гидрогеохимических взаимоотношений горно-складчатого Урала и Восточно-Европейской платформы. Установлено, что глубокие комплексы палеозоя и позднего протерозоя Предуральского и Волго-Камского АБ, с одной стороны, не имеют прямой гидрогеологической связи с таковыми Западно-Уральского ААБ — с другой. Влияние западного склона Урала как внешней области питания и создания напора вод нижнего этажа осадочного чехла Восточно-Европейской платформы ограничивается только верхней, сравнительно узкой примыкающей к нему зоной прогиба, где существуют очаги разгрузки вод глубинного геохимического облика. Главная причина региональной разобщённости орогенных, предгорных и платформенных гидрогеологических структур и сохранения древних седиментогенных рассолов в недрах передовых складок Урала и прогиба заключается в экранирующем воздействии региональных надвигов Уральского простирания, препятствующих существованию в глубокозалегающих комплексах палеозоя латеральных потоков с горного сооружения на платформу.

Помимо известных на Южном Урале и в Предуралье инфильтрогенных и седиментогенных вод, в зоне сопряжения Урала и Предуральского прогиба впервые был выявлен и исследован новый для региона генетический тип глубинных растворов — конденсатогенные воды, связанные с нефтегазовыми и нефтегазоконденсатными залежами. Установлено, что сопряжённые процессы генерации УВ-газов и подземной дистилляции воды протекают на глубине $> 5\,000–7\,000$ м в недрах горно-складчатого Урала в относительно напряжённых *PT*-условиях ($T > 100\,^{\circ}C$, $P > 50$ МПа).

Отсюда из зоны газообразования по проницаемым разломам происходит восходящая субвертикальная струйная разгрузка водоуглеводородных флюидов на глубину 1 900–2 400 м в зону пониженных *T* и *P*, в результате чего в франско-турнейском комплексе внутренней зоны Предуральского прогиба происходит образование УВ-газовых скоплений и маломинерализованных конденсатогенных вод. Следствием этих процессов служит инверсионная и сложная гидрогеохимическая зональность палеозойского осадочного чехла типа «$АБВ_{270}Б_{36}В_{270}$». Процессы дистилляции – конденсации воды и генерации УВ объясняют как наблюдающуюся ассоциацию опреснённых рассолов с газоконденсатными и газонефтяными месторождениями Среднего Предуралья, так и геохимическую специфику подземных вод и нефтей.

В связи с совместным образованием углеводородов и конденсатогенных вод последние являются поисковым критерием газоконденсатных и нефтегазоконденсатных залежей. Признание факта образования единого флюида «УВ – конденсатогенные воды», а также геологически небольшого возраста вод (и УВ) позволяет считать запасы УВ в залежах с оторочкой конденсатогенных вод восполняемыми.

Основные ресурсы пресных вод хозяйственно-питьевого назначения сосредоточены в самой верхней части разреза мощностью от нескольких (бассейн р. Таналык в Зауралье) до 200–300 м (в трещиноватых и закарстованных породах Западно-Уральского ААБ); в среднем — в магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных толщах позднего протерозоя – палеозоя Урала — 60–80 м. Общие ресурсы пресных подземных вод региона оцениваются в 4,8 млн. $м^3$/сут, а прогнозные эксплуатационные ресурсы — в 2,1 млн. $м^3$/сут, часть из которых (0,41 млн. $м^3$/сут) отбирается на МПВ для обеспечения населения питьевой водой. Наиболее крупными по запасам МПВ на Южном Урале являются (тыс. $м^3$): Инзерское (106), Большекизильские (65 и 45), Зилимские (35 и 21), Катайское (20), Учалинские (13 и 19). Запасы остальных 17 МПВ составляют 1–10 тыс. $м^3$.

Распределены ресурсы пресных вод в регионе крайне неравномерно: модуль подземного стока в разных его частях изменяется от 5–2 до 0,3–0,1 л/с×$км^2$ и менее. Формирование маломинерализованных метеогенных вод зоны гипергенеза тесно связано с природными физико-химическими и биохимическими процессами, протекающими в атмосфере, на поверхности земли, в зоне аэрации и непосредственно в водовмещающих породах. Это обусловливает сильную уязвимость подземных вод этой зоны от хозяйственной деятельности человека, влияющей как на количественные, так и на качественные их показатели.

В отличие от пресных подземных вод месторождения минеральных вод на Южном Урале очень редки: Красноусольские — в зоне передовых складок, Ассинское — в Инзерском синклинории Центрально-Уральского поднятия и Мулдаккульское — в Магнитогорском мегасинклинории.

Они относятся к разным геохимическим типам: первые представлены сульфидными (H_2S 30–56 мг/л, *M* 35–78 г/л) и радоновыми водами (*M* 7,6–13,5 г/л, Rn 14–25 нКи/л), второе — сульфатно-хлоридными (*M* 2,6 г/л) и хлоридными (*M* 18,9 г/л), а третье — сульфатно-хлоридными магниево-натриево-кальциевыми (*M* 6–12 г/л) водами.

Однако, несмотря на геохимические отличия минеральных вод этих месторождений, они имеют и одну общую черту: по условиям формирования относятся к гидроинжекционным, которые наиболее свойственны горно-складчатым областям. Месторождения этого типа, по сравнению с пластовыми месторождениями платформ, имеют более сложные гидрогеологические условия, локальное распространение в зонах восходящей разгрузки по зонам разломов в разной степени глубинных вод в вышележащие комплексы. В результате процессов смешения их с маломинерализованными водами зоны интенсивной циркуляции образуется широкая гамма различных по ионно-солевому, газовому и микрокомпонентному составу минеральных вод. Глубинная составляющая минеральных вод названных месторождений Южного Урала представлена талассогенными солёными водами и рассолами, захоронёнными в осадочных породах рифея и палеозоя и претерпевшими метаморфизацию в прямом направлении на стадии эпигенеза, что подтверждено результатами гелиевых и изотопных исследований.

Бальнеологический интерес представляют кислые сульфатные полиметальные воды (типа блявинских и гайских), развитые в зонах окисления медно-колчеданных месторождений Магнитогорского синклинория (Учалинского, Сибайского и др.).

Южный Урал является старейшим рудодобывающим регионом страны. Характерной особенностью техногенеза горнорудного профиля является глубокое проникновение техногенных процессов в геологическую среду (до 2 000 м). Наиболее интенсивно техногенез проявляется на территориях, где одновременно производится промышленное освоение целой группы близко расположенных друг к другу месторождений полезных ископаемых (Баймакский, Учалинский и другие рудные районы).

Техногенная деградация подземной гидросферы горнорудных районов Южного Урала носит локальный в пространстве (карьеры глубиной до 470 м с отвалами высотой до 80 м), но длительный во времени характер и обусловлена накоплением твёрдых и сбросом жидких отходов. Трещинный и трещинно-жильный характер подземных вод, слабое развитие перекрывающих пород способствуют беспрепятственному проникновению концентрированных растворов, содержащих тяжёлые металлы, в водоносные горизонты. Все это в итоге приводит к формированию на территории горнорудных узлов гидрогеохимических полей техногенно трансформированных вод.

Summary

Research on groundwater material composition, formation and origin within fold mountain structures is one of the new trends of regional and genetic hydrogeochemistry. The major principles were laid down by V.I. Vernadsky and A.E. Fersman in their fundamental works, and later on were developed by I.K. Zaitsev, N.I. Tolstikhin, A.M. Ovchinnikov, N.A. Marinov, E.V. Pinneker, E.V. Posokhov, E.A. Baskov, V.A. Kiryukhin, A.V. Kudelsky, S.R. Krainov, S.L. Shvartsev and others.

In modern hydrogeology and hydrogeochemistry the problem of subsurface zonation in mountain lands remains insufficiently explored and still open to discussion. There are long-held notions about the mountain lands as a whole and the Urals in particular as hydrogeologically open structures being external zones of alimentation and hydraulic head creation in deep-seated ground waters of the adjacent platforms. Hydrogeological setting in orogenic areas and foredeep adjacent parts was thought to be unfavourable for preservation of oil and gas accumulations. Ground waters in mountain lands were correlated mainly with the zone of regional exogenetic rock jointing subjected to weathering processes. Due to deep weathering ruggedness in the relief of mountain massifs elevated high above the adjacent plains, a thick zone of fresh waters was formed in them under the influence of infiltration processes. Crystalline rocks below the zone of intense jointing were considered to be water-confining, with the exception for local fault zones, where head waters are found characterized by different gas composition, usually with rather low mineralization.

However, regional investigations of the last several decades suggested that fold areas do not constitute hydrogeologically single-zone structures, for they have not only latitudinal and altitudinal belts, but also a deep hydrogeological zonation. The most important role in the formation of deep hydrogeochemical zonation in mountain lands belongs to groundwater dynamics dependent in its turn on the occurrence depth of rocks, their nature and void content. This served as the basis for recognizing in the fold areas not only the zone of intense circulation, but also the zones of slower water exchange and stagnant hydrogeodynamic regime with mineral waters of different origin occurred in them.

From this viewpoint salt waters and brines discovered in the orogenic interior began to be interpreted as a regular, not abnormal phenomenon reflecting the essence of normal vertical hydrogeochemical zonation, which falls into the category of principal characteristics of the Earth's crust. At present hydrogeochemistry of the fold areas is treated as a result of an intricate spatial and temporal interaction

among various hydrogeological structures, intense tectonic and magmatic activities taken place at different stages of their development and exceptional role played by sedimentation, folding, landscape and climatic factors in the subsurface hydrosphere.

Ground waters in the Urals, which are located along the European/Asian border and divide the East-European and West-Siberian artesian areas, have more than 250-year history of research. Despite the fact, quite a number of cardinal theoretical problems in hydrogeology of the Urals remained incompletely solved until very recent times. First of all, among them are the problems of geochemistry and groundwater formations, hydrogeological interrelations of the Urals with the Cis-Ural Trough and East-European Plate, kinetics of the lithohydrogeochemical processes in the zone of hypergenesis, geochemistry and genesis of mineral water deposits, etc.

In this connection necessity has arisen to analyze comprehensively, in the light of present-day knowledge, groundwater distribution and formation regularities in various structural formation zones of the Southern Urals Hydrogeological Folded Area (HFA): the West Uralian Adartesian Basin (AAB) of stratal fissure-karst waters, the Central Uralian and Magnitogorsk Basins of fissure waters. Along with typical metamorphic and intrusive hydrogeological massifs (HM) corresponding to outcrops of acid, intermediate, basic and ultrabasic rocks (HFA Stage I), hydrogeological intermassifs and admassifs associated with volcano-sedimentary Palaeozoic strata (HFA Stage II) started their development as well. Carbonate rocks occurring usually in the topographic lows among crystalline rocks compose the cover of intrastructural karst basins and correspond to HFA Stage III. A dense network of open interrelated fissures in the rocks with rigid crystallization bonds as well as their intense tectonic dislocation are responsible for the formation of a single system of fissure and fissure-vein waters.

Under conditions of medium and low-altitude mountain relief of the Southern Urals heavily dissected by the extensive network of the Volga and Ural tributaries there were determined the migration paths and dynamics of infiltration-originated waters in the zone of hypergenesis and also the main peculiarities in formation of their chemical composition. The direction of water migration is controlled by the relief morphology together with lithological and structural factors. The highest subsurface runoff concentration takes place in intensely fissured and karsted carbonate rocks of the West Uralian and intramountain AAB and also in the zones of tectonic disturbance that permeate deeply into the HM body (500 to 800 m and even more) and drain the surrounding rocks.

The hydrogeological structure of the Magnitogorsk Megasynclinorium and Central Ural Uplift (in combination of the Bashkir, Zilair and Uraltau basins of he second-order fissure waters) is treated as a system of different-type hydrodynamically separated independent HM with the runoff centrifugal distribution interconnected by means of alluvial river valleys, proluvial slopes and intramountain karst basins. The length of migration paths of HM infiltration-originated waters

depends on the type and geometry of the structures, but generally does not exceed $n-10n$ km.

In accordance with hydrogeological zonation of the fold mountain structure, as the slope steepness (45 to 10°) and ensuing values of the hydraulic gradient (0.05 to 0.01) are reduced, the actual velocities of the water motion decrease from $n\times(10^2-10)$ to n m/d, with the result that total water exchange in highly dynamic fissure systems takes not more than a year. At the same time as hypsometric characteristics of the topography vary, a regular increase is observed in mineralization of regional fissure waters in the weathering zone.

The material composition of rocks, climate and groundwater dynamics are the main factors that determine the behaviour, directivity and intensity of lithohydrogeochemical processes in the "water–rock–gas–OM" system of the zone of hypergenesis. The lowest water mineralization (30–200 mg/L) is typical for fissure media of mainly quartz composition in the Central Uralian Basin. The formation of hydrogeochemical peculiarities in the region is essentially affected by salt intake from atmospheric precipitation of 20 mg/L mineralization on the average. The total contribution from meteorologically originated mineral matter to the composition of salt in ultra fresh waters ranges up to 30–50 pct and more. Atmospheric precipitation plays the greatest part (up to 70–90 pct) in the formation of groundwater sulphate, chloride and sometimes calcium ions. In connection with the widespread development of continental salinization processes in the soils of the zone of aeration, karsted subplatform carbonate sediments of the West Uralian AAB show an increase in water mineralization up to 400–500 mg/L, while that of volcanosedimentary strata of the Magnitogorsk Basin ranges up to 3–5 g/L and more. Ground waters acquire a variegated ion-salt composition.

The leading role in forming the water chemical composition of the Riphean and Palaeozoic metamorphic, magmatic and volcanosedimentary sequences in the Southern Urals belongs to hydrolysis (carbonic acid leaching) of constituent alumosilicate and silicate minerals. Resulting from exchange of hydrogen ions, with dissociation of carbonic acid and partly the water itself as a source, for metal ions, hydrocarbonate waters of different cation composition and thick (up to 100–200 m) Meso-Cenozoic weathered clay crusts made up of secondary minerals (kaolinite, gibbsite, iron and aluminium oxide and hydroxide minerals, etc.) are formed in the silicate lattice within the Central Uralian and Magnitogorsk Basins depending on geochemical specialty of minerals (albite, anorthite, microcline, olivine, etc), rock lithology and genesis.

In conditions of the Urals, under short-term interaction of infiltration waters with difficultly soluble multi-mineral alumosilicate and silicate rocks comprised of *Ab–An*, Mg_2SiO_4–Fe_2SiO_4, Fe_3O_4 and other series, lithohydrogeochemical equilibrium in the "water–primary alumosilicates" system fails to be achieved with the resulting formation of low-mineral waters usually mixed in cation composition. In such a situation the water escapes from the rock in a state highly

unsaturated with chemical compounds. The establishment of equilibrium is hindered by CO_2 low concentrations in the water and genetically related H^+ ion, fissure type of the collectors that determines a small interaction area between solid and liquid phases, and also by the film covering mineral surfaces and consisting of silicon, aluminium and iron oxides.

In the hydrodynamically active fissure alumosilicate medium, the kinetics of incongruent hydrolytic processes proceeding in accordance with the intradiffusion mechanism is incapable to provide somewhat considerable amounts of soda accumulated in ground waters. One of the reasons has to do with the complex mineral composition of the water-bearing silicate rocks. Another reason lies in the fact that hydrolytic processes initiate and control the mass exchange in the lithohydrogeochemical systems involving the metal transformation from the state rigidly fixed in the lattice to the hydrated carbonate form. In this case groundwater accumulation of highly soluble $NaHCO_3$ will come only after the $CaCO_3$ solubility limit is reached. However, in the Southern Urals hydrogeochemical parameters necessary for $CaCO_3$ to be settled out of hydrocarbonate waters (pH >7.4, concentration $HCO_3^- > 300$, mineralization >600 mg/L) are never established in the course of hydrolytic processes in alumosilicate rocks.

Near-neutral low-mineral soda waters in the Urals (pH 7.0–7.5, mineralization 0.06–0.6 g/L, $NaHCO_3$ <20–30, rarely 40–50 pct) differ radically in their geochemistry from alkaline hydrocarbonate sodium waters in the Cis-Urals (pH 7.4–8.8, mineralization 0.6–1.2 g/L, $NaHCO_3 + Na_2CO_3$ up to 80–92 pct). Geochemical differences between these waters are explained by different processes of their formation and hence have a genetic basis. It was experimentally found that the formation of pure soda waters in the Upper-Permian terrigenic formation of the Volga-Kama Artesian Basin produced mainly through marine sedimentogenesis is dependent not upon hydrolytic processes, but upon exchange-adsorption ones that occur in the "HCO_3–Ca-water–adsorbed Na of clay sediments" system.

Regardless of previous notions on water confinement of the hydrogeological massifs below the weathering zone, investigation carried out in deep and superdeep holes as well as mine workings suggest that open fissuring of the rocks characterized by different occurrence levels and genesis can be found at a depth of 3 000–4 000 and even 6 000 m. At these depths and it is not improbable, at even greater levels one should expect gravitational water in the liquid state to exist under present P–T conditions of the Urals. However, it seems quite unlikely that waters of present-day infiltration might get at a depth of $>1\,000$–$1\,500$ m, if bearing in mind the nature of hydraulic bond among regional fissure waters in the weathering zone and fissure-vein waters in the fault zones, energetic potential of the topography in the Urals, and also a steady decrease in rock permeability occurred with depth.

Research on deep hydrogeochemical zonation of the Southern Urals allows one to state that within the bounds of all hydrogeological structures low-mineral oxygen-nitrogen waters of different composition are replaced by soda-type salt waters at a depth of $>1\,000$ m and by methane calcium-chloride brines with

mineralization of 100–200 g/L and more at a depth of >2000–3000 m containing a range of halophyle and biophyle microelements. Brines are related to Proterozoic and Palaeozoic sedimentary, volcanosedimentary and metasedimentary strata that turned out to be lithologically and tectonically isolated from the influence of hypergenic factors by virtue of thrust (allochtonous) structure of the Urals. For the most part they are products of sedimentogenesis in the marine-lagoonal basins with different degree of salinity and subsequent metamorphization in the "Brine-rock" system under the effect of the processes of albitization, dolomitization, exchange adsorption, etc.

It has been proved that deep-seated Palaeozoic and Late Proterozoic complexes in the Cis-Ural and Volga-Kama AB, on the one hand, have no direct hydrogeological linkage with the complexes in the West Uralian AAB, on the other hand. The impact of the western slope of the Urals as an external catchment and hydraulic head area at the lower stage of the sedimentary cover in the East-European Plate is confined only to the upper relatively narrow adjacent thrust zone where there are zones for discharging waters of deep geochemical character. The main reason for regional separation of orogenic, piedmont and platform hydrogeological structures and for preservation of old brines of sedimentary origin in the foremost fold interiors of the Urals and Cis-Ural Foredeep resides in the shielding effect of the regional thrusts that inhibit the existence of lateral flows moving from the mountain structure onto the platform in the deep-seated Palaeozoic complexes.

Apart from waters of infiltration and sedimentary origin already known in the Southern Urals and Cis-Urals, a new genetic type of deep-seated solutions was found and investigated for the first time within the junction zone of the Urals and Cis-Ural Foredeep. These are waters of condensate origin associated with oil-gas and oil-gas-condensate accumulations. It was revealed that simultaneous processes of carbonic gas generation and subsurface water distillation take place in the interior of the fold mountain Urals at a depth of >5000–7000 m under relatively strain *PT*-conditions ($T > 100$°C, $P > 50$ MPa). From this gas formation zone, an upward subvertical stream discharge of water/hydrocarbon fluids occurs along permeable faults to a depth of 1900–2400 m into the zone of lower T and P, with the result that hydrocarbon gas accumulations and low-mineral waters of condensate origin form in the Frasnian–Tournaisian complex of the internal zone of the Cis-Ural Foredeep. A consequence of these processes is the inverse and complicated hydrogeochemical zonation of the Palaeozoic sedimentary cover. The processes of water distillation/condensation and hydrocarbon generation explain the observable association of demineralized brines with gas-condensate and oil-gas deposits of the Middle Cis-Urals as well as specific geochemical features of ground waters and oils.

In connection with simultaneous formation of hydrocarbons and waters of condensate origin, the latter serve as a prospecting marker for gas-condensate and oil-gas-condensate accumulations. Recognizing the formation of a single

fluid "hydrocarbons-waters of condensate origin" and also a geologically young age for the waters suggests the hydrocarbon reserves in the accumulations with marginal waters of condensate origin to be replenishable.

Major resources of fresh waters for domestic and potable use are concentrated in the uppermost part of the sequence varying in its thickness from several metres (the Tanalyk River basin in the Trans-Urals) to 200–300 m (in fissured and karsted rocks of the West Uralian AAB); on the average, 60–80 m in the Late Proterozoic–Palaeozoic magmatic, metamorphic and volcanosedimentary strata of the Urals. The total resources of fresh ground waters in the region are assessed at 4.8 million m^3/d and forecast commercial resources at 2.1 million m^3/d, part of which (0.41 million m^3/d) is taken in the deposits to provide the population with potable water.

Unlike fresh ground waters, mineral water deposits are extremely rare in the Southern Urals. Among them are Krasnousolsk in the zone of foremost folds, Assy in the Inzer Synclinorium of the Central Uralian Uplift and Muldakkul in the Magnitogorsk Megasynclinorium. They belong to different geochemical types: Krasnousolsk deposits are represented with sulphide (H_2S 30–56 mg/L, mineralization 35–78 g/L) and radon (mineralization 7.6–13.5 g/L, Rn 14–25 nCi/L) waters, the second by sulphate-chloride (mineralization 2.6 g/L) and chloride (mineralization 18.9 g/L) waters and the third by sulphate-chloride magnesium-sodium-calcium (mineralization 6–12 g/L) waters.

However, in spite of the chemical specificity at each deposit, they have one common feature belonging by formation conditions to hydro-injection waters, the most characteristic of the fold mountain areas. As compared to stratal deposits of the platforms, deposits of this type are characterized by more complicated hydrogeological conditions and local distribution of more or less deep waters into higher-lying complexes within the upward discharge zones along the faults. As a result of their mixing with low-mineral waters of the intense circulation zone, a wide range of mineral waters is formed with different ion-salt, gas and microcomponent compositions. The deep-seated constituent of the mineral water deposits in the Southern Urals is represented with thalassogenic salt waters and brines buried in the Riphean and Palaeozoic sedimentary rocks and undergone metamorphization at the epigenesist stage, as confirmed by the results of helium isotope analysis.

Of balneological interest are acid sulphate multi-metal waters (of the Blyava and Gai type) developed within the oxidation zones of copper sulphide deposits in the Magnitogorsk Synclinorium (Uchaly, Sibai, etc.).

The Southern Urals are the oldest ore mining region in Russia. A typical peculiarity of mining technogenesis is the deep penetration of technogenic processes into the geological medium (up to 2000 m). Technogenesis makes itself the most evident on the territories where a whole group of neighbouring mineral deposits is being development at one and the same time (Baimak, Uchaly and other ore regions).

Technogenic degradation of the subsurface hydrosphere in the mining regions of the Southern Urals has spatially local (quarries 470 m deep with mine dumps up to 80 m high), yet temporally extended character and is conditioned by the accumulated solid and disposed liquid waste products. Fissure and fissure-vein type of ground waters and also poor development of the overlying rocks promote penetration of concentrated solutions of heavy metals into water-bearing horizons. All this brings about the formation of hydrogeochemical fields of technogenically transformed waters on the territories of mining centres.

Литература

Абдрахманов Р.Р. Возобновляемые источники энергии Башкортостана. – Уфа: Изд-во БГАУ, 2008. – 168 с.

Абдрахманов Р.Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. – Уфа: УНЦ РАН, 1993. – 208 с.

Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2005. – 344 с.

Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Микроэлементный состав техногенных вод горнорудной промышленности Южного Урала // Минералы и минералообразование в природных и техногенных процессах: Матер. Всеросс. конф. / Башкирское отделение РМО; ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 6–8.

Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М., Ковтуненко С.В. Гидрогеоэкологическая обстановка в зоне влияния серноколчеданного месторождения Куль-Юрт-Тау // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 270–272.

Абдрахманов Р.Ф., Мазитов Ф.Х., Загидуллин Ш.З. О генезисе природных лечебных факторов курорта Красноусольск // Вопросы курортологии физиотерапии и лечебной физической культуры. – 2007. – № 2. – С. 33–36.

Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г. и др. Карст Башкорстана. – Уфа: Информреклама, 2002. – 383 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Гидрогеология Южного Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1985. – 124 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Формирование подземных вод Башкирского Предуралья в условиях техногенного влияния. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. – 120 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Минеральные лечебные воды Башкортостана. – Уфа: Гилем, 1999. – 208 с.

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимические особенности подземных вод Южного Урала // Геологический сборник № 7 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. – С. 219–232.

Абдрахманов Р.Ф., Салихов Д.Н., Ахметов Р.М. Рудничные и подотвальные воды Южного Урала // Материалы XII международн. конф. «Новые идеи в науках о Земле». – М.: Университет, 2005. – Т. 4. – С. 3.

Абдрахманов Р.Ф., Тюр В.А., Юров В.М. Юмагузинское водохранилище: Формирование гидрологического и гидрохимического режимов. – Уфа: Информреклама, 2008. – 152 с.

Абдрахманов Р.Ф., Чалов Ю.Н., Абдрахманова Е.Р. Пресные подземные воды Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2007. – 184 с.

Аборенко Н.В. Взаимосвязь сорбционной способности и ионного потенциала катионов // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 281, № 1. – С. 143–146.

Авцын А.П., Жаворонков А.А., Риш М.А., Строчкова Л.С. Микроэлементы человека. – М.: Медицина, 1991. – 496 с.

Агроэкология */ В.А. Черников, Р.М. Алексеев, А.В. Голубев и др. Под ред. В.А. Черникова, А.И. Чекереса.* – М.: Колос, 2000. – 536 с.

Алакаева Р.А. Особенности формирования профессиональной патологии рабочих золотоизвлекательных производств в условиях экологического неблагополучия: Автореф. дис. ... канд. мед. наук. – СПб., 2000. – 21 с.

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М: Наука, 1984. – 138 с.

Алексеев А.А. Петрология метаморфических производных осадочных пород Белорецкого эклогитоносного комплекса Южного Урала и проблема «фациальной несовместимости» эклогитов и вмещающих их пород в высокобарических метаморфических комплексах // Геологический сборник № 7 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. – С. 144–166.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Метаморфическая геология Западного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2006. – 212 с.

Алёкин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 442 с.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. – 289 с.

Атлас Республики Башкортостан. – Уфа: Китап, 2005. – 420 с.

Ахметов Р.М. Самородные медь и золото зоны окисления медно-колчеданного месторождения Бакр-Узяк (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов–2001: Матер. Всеросс. научной школы. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. – С. 168–171.

Ахметов Р.М. Литий в геотехносфере Южного Урала // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 248–252.

Ахметов Р.М., Абдрахманов Р.Ф. Тяжелые металлы и радиоактивные элементы в горнопромышленных отходах Южного Урала и Предуралья // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 253–257.

Ахметов Р.М., Абдрахманов Р.Ф., Салихов Д.Н. Микроэлементы в техногенных образованиях горнорудной промышленности Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Мат-лы VI Межрегион. научно-практ. конф. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. – С. 192–194.

Баева Р.Н. К вопросу о планетарной трещиноватости пород Самарской Луки // Вестник ЛГУ. – 1967. – № 24. – С. 35–37.

Балков В.А. Влияние карста на сток рек Европейской территории СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 215 с.

Балков В.А. Водные ресурсы Башкирии. – Уфа.: Башкнигоиздат, 1978. – 173 с.

Барс Е.А., Пуркина Э.М., Титкова С.Н. Гидрогеологические условия размещения залежей нефти и газа в Предуральском краевом прогибе // Геологическое строение и нефтегазоносность краевых прогибов. – М.: Наука, 1975. – С. 163–167.

Баталин Ю.В., Касимов Б.С., Станкевич Е.Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. – М.: Недра, 1973. – 205 с.

Баталов А.А., Мартьянов Н.А., Кулагин А.Ю. Лесовосстановление на промышленных отвалах Предуралья и Южного Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. – 140 с.

Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1976. – 248 с.

Бойков Г.В. Техногенное воздействие горнорудного комплекса Республики Башкортостан на окружающую среду // Реновация: отходы – технологии – доходы: Материалы Всеросс. научно-практ. конф. – Уфа: ОГУПР МПР РФ по РБ, 2004. – С. 40–43.

Боревский Б.В., Хордикайнен М.А., Язвин Л.С. Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. – М.: Недра, 1976. – 247 с.

Борисович В.Т., Чайников В.В. Мировые тенденции в производстве и потреблении цветных металлов и перспективы использования техногенных месторождений. – М.: ВИЭМС, 1990. – 41 с.

Буачидзе Г.И., Церцвадзе Л.А., Петриашвили Ш.Г., Чуткерашвили Д.Г. Микробиологический метод утилизации отходов горного производства // Сергеевские чтения. – М., 2002. – Вып. 4. – С. 276–281.

Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. – М.: Наука, 1964. – 303 с.

Бунеев А.Н. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. – М.: Медгиз, 1956. – 228 с.

Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Геологические закономерности формирования месторождений калийных солей. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. – 303 с.

Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горноскладчатых регионов. – М.: Недра, 1977. – 288 с.

Вахрушев Г.В. Минеральные воды и грязи Башкирии. – Уфа: Башкнигоиздат, 1961. – 156 с.

Великославинский Д.А., Тимесков В.А., Великославинский С.Д. Сопоставление овоидных рапакиви Бердяушского плутона и плутонов формации анортозитов-рапакиви // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 10. – С. 19–30.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

Власов К.А. Периодический закон, изоморфизм и парагенезис элементов // Докл. АН СССР. – 1964. – Т. 155, № 5. – С. 1091–1094.

Волков С.Н. Гидрогеохимическая классификация атмотехногенного воздействия по редокс/pH-состоянию атмосферных осадков // Геохимия. – 1995. – № 5. – С. 621–628.

Воскресенская Н.Т. Содержание таллия в магматических породах Бол. Кавказа и некоторых других районов СССР // Геохимия. – 1961. – № 7. – С. 573–583.

Вострокнутов Г.А. Временное методическое руководство по проведению геохимических исследований при геоэкологических работах. – Екатеринбург: ПГО Уралгеология, 1991. – 137 с.

Врублевский М.И. Углекислые воды юрской депрессии Западного Кавказа // Вопросы гидрогеологии и гидрохимии. – Л., 1966. – С. 76–88.

Вулканизм Южного Урала / *И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.* – М.: Наука, 1992. – 197 с.

Габбасова И.М. Деградация и рекультивация почв Башкортостана. – Уфа: Гилем, 2004. – 284 с.

Гаев А.Я. Гидрогеохимия Урала и вопросы охраны подземных вод. – Свердловск: Изд-во УрГУ, 1989. – 368 с.

Гареев А.М. Реки и озера Башкортостана. – Уфа: Китап, 2001. – 260 с.

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968. – 368 с.

Гаррелс Р., Макензи Ф. Эволюция осадочных пород. – М.: Мир, 1974. – 211 с.

Гаттенбергер Ю.П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. – М.: Недра, 1971. – 184 с.

Гедройц К.К. Избранные научные труды. – М.: Наука, 1975. – 637 с.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан N-40 (41 Уфа). 1:1 000 000 / *В.И. Козлов, А.А. Макушин, В.В. Шалагинов.* – Спб: ВСЕГЕИ, 2002.

Геологическая карта Урала. 1:500 000. – М., 1979.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений / *Под ред. Х. Барнса.* – М.: Мир, 1982. – 622 с.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов / *Гл. ред. чл.-корр. АН СССР К.А. Власов.* – М.: Наука, 1964. – Т. 1. – 687 с.

Гидрогеологические условия формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области / *Под ред. Е.А. Барс, М.И. Зайдельсона.* – М.: Недра, 1973. – 279 с.

Гидрогеология СССР / *Под ред. Б.А. Зубровой.* – М.: Недра, 1972. – Т. 15. – 344 с.

Гирфанов В.К., Ряховская Н.Н. Микроэлементы в почвах Башкирии и эффективность микроудобрений. – М.: Наука, 1975. – 172 с.

Глазовская М.А., Макунина А.А., Павленко И.А. и др. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 184 с.

Голик В.И., Исмаилов Б.Т., Батылин Д.А., Полежаев В.А. Пылегазовое загрязнение атмосферы при открытой добыче руд // Докл. VIII Междунар. конф. «Новые идеи в науках о земле». – М., 2007. – С. 56–60.

Голованов А.И., Сурикова Т.И., Сухарев Р.И., Зимин Ф.М. Основы природообустройства. – М.: Колос, 2001. – 264 с.

Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. – М.: Наука, 2005. – 189 с.

Голуб М.Л. Геохимическая характеристика рыхлых отложений и вторичного ореола на Маканском медноколчеданном месторождении // Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1970. – Вып. 10. – С. 175–181.

ГОСТ 13273-88 «Воды минеральные питьевые, лечебные и лечебно-столовые. – М.: Изд-во стандартов, 2003. – С. 136–174.

Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2007 году / Министерство природопольз., лесн. ресурсов и охр. окр. среды РБ. – Уфа, 2008. – 217 с.

Государственный доклад о состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2008 году / Министерство природопольз. и экологии РБ. – Уфа, 2009. – 200 с.

Грамматчикова Н.М. Геоморфология и палеогеография северной части восточного склона Южного Урала и формирование озерных котловин Учалинской группы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / КГУ. – Казань, 1974. – 19 с.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. – Л.: Недра, 1977. – 248 с.

Гуревич А.Е. Процессы миграции подземных вод, нефтей и газов. – Л.: Недра, 1969. – 111 с.

Гусев А.А. Оборотное водоснабжение и складирование хвостов на ОАО «Учалинский ГОК» // Изв. вузов. Горный журнал. – 2004. – № 3. – С. 35–40.

Дуршимьян А.Г. Газоконденсатные месторождения. – М.: Недра, 1979. – 335 с.

Дюнин В.И. Методика изучения глубокого подземного стока. – М.: Недра, 1985. – 136 с.

Емлин Э.Ф. Кадмий в геотехносфере Урала. – Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1997. – 283 с.

Жабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования околорудных ореолов. – М.: Недра, 1987. – 159 с.

Журенко Ю.Е., Рождественский А.П., Романов В.А. и др. Системы разрывных нарушений и тектоническая трещиноватость на Южном Урале и их соотношение с планетарной трещиноватостью // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. – Уфа: ИГ БФАН СССР, 1976. – С. 39–45.

Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Ибатуллин У.Г. и др. Обращение с отходами производства и потребления. – Уфа: Диалог, 2005. – 292 с.

Зайнуллин Х.Н., Абдрахманов Р.Ф., Савичев Н.А. Утилизация промышленных и бытовых отходов (на примере Уфимской городской свалки). – Уфа: УНЦ РАН. 1997. – 235 с.

Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. – М.: Недра, 1980. – 239 с.

Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. – М.: Недра, 1972. – 280 с.

Засухин Г.Н., Логинова Л.А. Опыт применения геохимических методов поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. – М.: Госгеолиздат, 1963. – 204 с.

Захаров О.А., Мавринская Т.М. Новые палеонтологические данные о возрасте субстрата метаморфитов Уралтау // Ежегодник–1993 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1994. – С. 19–20.

Захаров О.А., Пучков В.Н., Маслов В.А. и др. Первая находка палеозойской фауны в «рифейских» образованиях Кайраклинской свиты максимовского комплекса // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии. – Екатеринбург: УрО РАН, 1995. – С. 32.

Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2009. – 348 с.

Иванов В.В. Таллий в эндогенных месторождениях Урала // Докл. АН СССР. – 1958. – Т. 122, № 5. – С. 883–885.

Иванов В.В., Невраев Г.В. Классификация подземных минеральных вод. – М.: Недра, 1964. – 167 с.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строение Урала : Дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. – Екатеринбург, 1998. – 252 с.

Игнатович Н.К. Гидрогеология Русской платформы. – М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. – 334 с.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. – 185 с.

Казанцева Т.Т. Геологическое строение Кизильской зоны Магнитогорской мегасинформы в свете новых данных // Геология, география и глобальная энергия. – 2009. – № 3 (34). – С. 27–32.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. – М.: Наука, 1974. – 229 с.

Каттерфельд Г.К., Чарушин Г.В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет // Геотектоника. – 1970. – № 6. – С. 66–72.

Кириллова И.В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. // Тр. Геофизического ин-та АН СССР. – М., 1949. – № 6.

Кирюхин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М. Гидрогеохимия складчатых областей. – Л.: Недра, 1989. – 253 с.

Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. – М.: Недра, 1987. – 383 с.

Кисарев Ю.Л. Погребенная кора выветривания и раннемезозойский рельеф Баймак-Таналыкской депрессии (восточный склон Южного Урала) // Палеогеоморфология и структурная геология Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1979. – С. 30–36.

Ковалёв С.Г., Сначёв В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). – Уфа: УНЦ РАН, 1998. – 104 с.

Ковальчук А.И. Глубинная гидрохимическая зональность горно-складчатого Урала // Гидрохимия Урала. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – № 8. – С. 77–81.

Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. – М.: Наука, 1982. – 128 с.

Козловский Ф.И. Структурно-функциональная и математическая модель миграционных ландшафтно-геохимических процессов // Почвоведение. – 1972. – № 4. – С. 122–138.

Колодий В.В. Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. – Киев: Наукова Думка, 1975. – 122 с.

Колодий В.В. Пресные и маломинерализованные воды глубоких горизонтов нефтегазоносных водонапорных бассейнов // Маломинерализованные воды глубоких горизонтов нефтегазоносных провинций. – Киев: Наукова Думка, 1985. – С. 7–25.

Колодий В.В., Кудельский А.В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. – Киев: Наукова Думка, 1972. – 204 с.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / *Под ред. Е.А. Козловского.* – М.: Недра, 1984. – 490 с.

Контарь Е.С., Кашубин С.Н., Сурганов А.В. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца Урала (закономерности размещения, перспективы) // Изв. вузов. Горный журнал. – 2004. – № 3. – С. 67–88.

Королев В.А. Электрохимическая очистка загрязненных грунтов // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2003. – № 3. – С. 226–236.

Корякина В.Ф. Микроэлементы на сенокосах и пастбищах. – Л.: Колос, 1974. – 168 с.

Косарев А.М., Голованова И.В., Селезнева Г.В. Калий, уран и торий в вулканитах ордовикско-нижнекаменноугольного формационного ряда в Магнитогорском мегасинклинории // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2000. – С. 88–92.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 22–41.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 3–21.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1992. – 463 с.

Кротова В.А. Нефтепоисковые гидрогеологические критерии. – Л.: Недра, 1969. – 294 с. – (Тр. ВНИГРИ; Нов. сер.; Вып. 94).

Крутов В.М. Опыт оценки эксплуатационных запасов подземных вод в карстовых районах // Гидрогеология и карстоведение. – Пермь, 1964. – Вып. 2. – С. 169–181.

Кушнарев И.П., Лукин Л.И. Об изучении трещинной тектоники // Проблемы тектонофизики: Матер. I Всесоюзн. тектонофиз. совещ., 1957. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 99–100.

Маринов Н.А., Ковальчук А.И., Попов В.Г. и др. Гидрогеология Европы: В 2-х т. – М.: Недра, 1989. – Т. 1. – 536 с. – Т. 2. – 237 с.

Маслов А.В., Ножкин А.Д., Гареев Э.З. и др. Геохимия тонкозернистых терригенных пород верхнего докембрия Северной Евразии. – Екатеринбург: УрО РАН, 2008. – 274 с.

Матвеева Л.А. Механизм разрушения алюмосиликатных и силикатных минералов // Кора выветривания. – М., 1974. – Вып. 14. – С. 227–239.

Методические рекомендации по гидрологическому обоснованию региональной оценки эксплуатационных запасов подземных вод, применительно к природным условиям территории Волго-Камского артезианского бассейна. – М.: Изд-во ГГИ, 1982. – 75 с.

Минкин Е.Л. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод и ее значение при решении некоторых гидрогеологических и водохозяйственных задач. – М.: Стройиздат, 1973. – 103 с.

Михайлов Ю.В. Гидрогеологические массивы горноскладчатого Урала. – Нижний Тагил, 2007. – 292 с.

Мукатанов А.Х. Горно-лесные почвы БашАССР. – М.: Наука, 1982. – 147 с.

Мустафин С.К., Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Техногенная трансформация геологической среды районов деятельности предприятий горнодобывающей промышленности Республики Башкортостан // Техногенная трансформация геологической среды: Материалы Междун. научно-практ. конф. – Екатеринбург, 2002. – С. 153–156.

Найдин Д.П., Сазонова И.Г., Пояркова З.Н. и др. Меловые трансгрессии и регрессии Восточно-Европейской платформы, Крыма и Средней Азии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1980. – Т. 55, вып. 5. – С. 27–42.

Незаметдинова С.С. Опыт исследований разрывных разрушений Предкавказья по данным морфоструктурного анализа // Записки ЛГИ. – 1969. – Т. 58, вып. 2. – С. 65–66.

Никаноров А.М. Методы нефтегазопромысловых гидрогеологических исследований. – М.: Недра, 1977. – 256 с.

Овчинников Л.Н., Лутков Р.И. Геохимические типы и зональность колчеданного оруденения Урала. – М.: Наука, 1983. – 183 с.

Огильви А.Н. К вопросу о методике изучения минеральных источников // Труды / Бальнеол. Ин-т Кавк. Минер. вод. – 1925. – Т. 2. – С. 3–7.

Ожиганов Д.Г. Метаморфические толщи хр. Урал-Тау // Геология СССР. – М.: Недра, 1964. – Т. 13. Ч. 1. – С. 71–78.

Озолин Б.В. Башкирское Приуралье // Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. – М.: Недра, 1967. – С. 98–172.

Онищенко Г.Г. О состоянии питьевого водоснабжения в Российской Федерации // Гигиена и санитария. – 2006. – № 4. – С. 3–7.

Оценка обеспеченности населения Российской Федерации ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения: Методические рекомендации. – М., 1995. – 72 с.

Павлов А.Н., Шемякин В.Н. Опыт геохимической классификации природных вод. // Геохимия. – 1967. – № 12. – С. 1482–1488.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Географгиз, 1961. – 496 с.

Петровская Н.В. Минералогия и геохимия селена, теллура, индия и кадмия. – М., 1958. – 86 с.

Петровская Н.В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Труды ЦНИГРИ. – 1961. – Вып. 40. – С. 56–103.

Пиккеринг Р.Д. Некоторые эксперименты по выщелачиванию трех силикатных бескварцевых пород и их значение для познания процессов латеритизации // Вопросы геологии и минералогии бокситов. – М.: Мир, 1964. – С. 409–438.

Поволоцкая Н.П. Методы анализа климата для курортологических целей // Курортные ресурсы и их рациональное использование. – Пятигорск: ПНИИКиФ, 1989. – С. 18–25.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. – 1979. – № 5. – С. 3–23.

Попов В.Г. Формирование подземных вод Северо-Западной Башкирии. – М.: Наука, 1976. – 159 с.

Попов В.Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. – М.: Наука, 1985. 278 с.

Попов В.Г. Генезис хлоркальциевых рассолов Предуралья // Геология нефти и газа. – 1988. – № 7. – С. 47–50.

Попов В.Г. О связи хлоркальциевых рассолов с процессами метасоматической доломитизации известняков // Литология и полезные ископаемые. – 1989. – № 4. – С. 97–103.

Попов В.Г. Генезис подземных сульфатных натриевых вод Урало-Поволжья (по данным экспериментальных исследований) // Гидрохимические материалы. – 1990. – Т. 107. – С. 30–46.

Попов В.Г. Геохимические особенности и возраст рассолов Волго-Уральского бассейна // Отечественная геология. – 1994. – № 2. – С. 62–66.

Попов В.Г. Литолого-гидрогеохимическая роль плотностной конвекции в седиментационных бассейнах с галогенными формациями // Литология и полезные ископаемые. – 2000. – № 4. – С. 413–420.

Попов В.Г. Роль плотностной конвекции в формировании гидрогеохимической зональности артезианских бассейнов // Водные ресурсы. – 2002. – Т. 29, № 4. – С. 433–441.

Попов В.Г. Геохимические особенности и природа инверсии в подземной гидросфере Соликамской впадины // Геохимия. – 2003. – № 6. – С. 641–650.

Попов В.Г. Литолого-гидрогеохимические последствия ионообменных процессов в седиментационных бассейнах (на примере Волго-Уральского бассейна) // Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 1. – С. 48–59.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Трещиноватость верхнепермских пород Бугульминско-Белебеевской возвышенности // Геологическое строение и нефтеносность. – Уфа: БФАН СССР, 1977. – С. 86–92.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Происхождение гидрогеохимических и гидрогеотермических аномалий Предуральского краевого прогиба // Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. – Уфа: БФАН СССР, 1984. – С. 54–58.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ассинские минеральные воды на Южном Урале // Отечественная геология. – 1999. – № 5. – С. 63–66.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф., Тугуши Н.Н. Обменно-адсорбционные процессы в подземной гидросфере. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 156 с.

Попов В.Г., Егоров Н.Н. Гелиевые исследования в гидрогеологии. – М.: Наука, 1990. – 168 с.

Попов В.Г., Носарева С.П. Геохимическая зональность и происхождение рассолов Предуралья. – Уфа: Гилем, 2009. – 272 с.

Попов В.Г., Яковлев Ю.А. Гидрогеохимическая инверсия в зоне рассолов Соликамской впадины // Гидрогеология и карстоведение: Межвуз. сб. научн. тр. – Пермь: Изд-во ПГУ, 2002. – Вып. 14. – С. 64–72.

Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. – 154 с.

Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. – Л.: Недра, 1975. – 208 с.

Почвы Башкортостана / *Под ред. Ф.Х. Хазиева*. – Уфа: Гилем, 1995. – Т. 1. – 384 с. – 1997. – Т. 2. – 328 с.

Пуркина Э.М. Гидрогеологические критерии поисков нефти и газа. – М.: Наука, 1979. – 132 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф. Особенности газогидро-геотермальных явлений горы Янгантау и прилегающих территорий (Южный Урал) // Литосфера. – 2003. – № 4. – С. 65–77.

Пучков В.Н., Данукалова Г.А. Новые данные о характере неотектонической деформации мел-палеогенового пенеплена на Южном Урале // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2004. – С. 184–185.

Пучков В.Н., Салихов Д.Н., Абдрахманов Р.Ф. и др. Сульфидсодержащие отвалы и хвостохранилища — опасные техногенные загрязнители окружающей среды горнорудных районов Башкортостана // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2007. – № 2. – С. 238–247.

Пшеничный Г.Н. Минеральные типы и гипогенная зональность руд Узельгинского колчеданного месторождения // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1982. – С. 20–33.

Радченко В.В., Клочихин А.В. Структурно-тектоническое положение гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал) // Тектоника и магматизм Южного Урала. – М.: Наука, 1974. – С. 232–241.

Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. – М.: Недра, 1970. – 160 с.

Региональный палеогидрогеологический анализ условий рудообразования для основных этапов геологического развития Русской платформы / *Под ред. Е.А. Баскова*. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – 166 с.

Рождественский А.П. Новейший орогенез и формирование Уральских гор // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2000. – С. 22–24.

Рождественский А.П., Зиняхина И.К. Развитие рельефа Южного Урала в мезозое и кайнозое. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. – 231 с.

Рыбаков Ю.С. Охрана и предотвращение загрязнения водных объектов от стока с техногенных образований: Автореф. дис.... д-ра техн. наук. – Екатеринбург, 1998. – 39 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. – Уфа: Изд-во БГУ, 2002. – 268 с.

Рылова Н.В. Влияние минерального состава питьевой воды на состояние здоровья детей // Гигиена и санитария. – 2005. – № 1. – С. 45–46.

Рыцев А.М., Фаткуллин Р.А., Абдрахманов Р.Ф. Мезо-кайнозойские коры выветривания Южного Урала // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 154–159.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 138 с.

Сальников В.Е., Попов В.Г. Геотермический режим и гидродинамические условия Южного Урала и Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1982. – № 3. – С. 128–135.

Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. – М.: Наука, 1986. – 268 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н. и др. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината.– Уфа: Башкнигоиздат, 1994. – 328 с.

Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиангиров Р.С. и др. Грунтоведение. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – 596 с.

Силин-Бекчурин А.Н. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. – М., 1949. – 157 с. – (Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР; Т. 4).

Силина Е.Н., Курбежекова А.Н. Пермские отложения на восточном склоне Урала // Докл. АН СССР. – 1962. – Т. 146, № 4. – С. 887–889.

Скабалланович И.А. Гидрогеологические расчеты. – М.: Госгортехиздат, 1960. – 407 с.

Скальный А.В., Рудаков И.А. Биоэлементы в медицине. – М.: Мир, 2004. – 272 с.

Скакальский Б.Г. Гидрохимическая зональность вод местного стока на Европейской территории СССР // Проблемы современной гидрологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – С. 120–130.

Смольянинов Н.А. Практическое руководство по минералогии. – М.: Недра, 1972. – 355 с.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Гостоптехиздат, 1962. – 322 с.

Соколов И.Ю. Таблицы и номограммы для расчёта результатов химических анализов природных вод. – М.: Недра, 1974. – 160 с.

Соколов М.Н. Горные растворы верхнепермских отложений Приказанского района // Гидрогеология и геотектоника Среднего Поволжья и Енисейского кряжа. – Казань, 1972. – С. 25–41.

Соколов Н.И. К вопросу о влиянии тектонической трещиноватости на инженерно-геологические свойства пород // Инженерная геология свойств пород и методы их изучения. – М.: Географгиз, 1962.

Сопко П.Ф., Бобохов А.С., Серавкин И.Б. и др. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. – М.: Наука, 1975. – 227 с.

Старова Н.В., Абдрахманов Р.Ф., Шигапов З.Х., Салихов Д.Н. Механизмы естественной защиты растительных экосистем от радиации // Докл. РАН. – 2002. – Т. 385, № 6. – С. 845–849.

Старова Н.В., Борисова Н.А., Абдрахманов Р.Ф. и др. Проблемы экологии: Принципы их решения на примере Южного Урала. – М.: Наука, 2003. – 287 с.

Старова Н.В., Мукатанов А.Х., Абдрахманов Р.Ф и др. Биоценотическая характеристика хвойных лесов и мониторинг лесных систем Башкортостана. – Уфа: Гилем, 1998. – 308 с.

Степанов В.М. Введение в структурную гидрогеологию. – М.: Недра, 1989. – 229 с.

Стратиграфические схемы Урала. – Екатеринбург, 1993. – 152 с.

Стратиграфический кодекс России – 3-е изд. / *Отв. ред. А.И. Жамойда.* – Спб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.

Табаксблат Л.С. Состав и металлоносность рудничных вод медно-колчеданных месторождений при высокой техногенной нагрузке // Гидрохимические материалы. – СПб.: Гидрометеоздат, 1994. – Т. 111. – С. 30–37.

Табаксблат Л.С. Гидрогеохимия микроэлементов минеральных месторождений Урала: Автореф. дис. ... дра геол.-мин. наук. – Тюмень, 1999. – 47 с.

Тагильцев С.Н., Лукьянов А.Е. Гидрогеологические признаки тектонической стратификации скального массива //Инженерная геология. – 2009. – № 1. – С. 60–64.

Тагиров И.А. Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклинория // Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 7–11.

Тараборин Д.Г. Аномальная радиоактивность месторождений твердых полезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская область) как фактор осложнения радиационной обстановки в регионе // Отечественная геология. – 2004. – № 5. – С. 29–34.

Тахаев Х.Я. Природные условия и ресурсы Башкирской АССР. – Уфа: Башкнигоиздат, 1959. – 296 с.

Титаева Н.А. Геохимия изотопов радиоактивных элементов (U, Th, Ra): Автореф. дис. ... дра геол.-мин. наук / МГУ. – М., 2002. – 91 с.

Трофимов В.Т. Итоги и задачи развития экологической геологии // Вестник МГУ. – 2004. – Сер. 4: Геология. – С. 44–51.

Тугуши И.Н. Методика и некоторые результаты физико-химического моделирования в системе порода – вода – углекислота // Подземные воды и эволюция гидросферы. – М.: Наука, 1985. – Т. 2. – С. 339–342.

Удачин В.Н., Аминов П.Г., Дерягин В.В. Химический состав терригенных вод в карьерных озерах Башкортостана // Башкирский химический журнал. – 2008. – Т. 15, № 4. – С. 64–69.

Фаткуллин Р.А., Абдрахманов Р.Ф. Зависимость форм рельефа от трещиноватости горных пород // Вестник БГПУ. – 2007. – № 1. – С. 96–101.

Формирование химического состава и запасов подземных вод / *Под ред. В.Ф. Ковалёва.* – Свердловск: УФАН СССР, 1968. – 241 с.

Фрик М.Г. Закономерности распределения иномаркеров в нефтях и нефтематеринских породах: Обзор. – М.: ЗАО Геоинформмарк, 1995. – Вып. 4. – 42 с.

Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. – М.: Изд-во МГУ, 1964. – 310 с.

Хайретдинов А.Ф., Габдрахимов К.М., Конашова С.И. и др. Леса Башкортостана. – Уфа: Изд-во БГАУ, 2004. – 400 с.

Хамитов Р.А., Антонов К.В., Меньшиков В.Г. Резервы рационального использования минерально-сырьевых ресурсов Республики Башкортостан // Ресурсо- и энергосбережение в Республике Башкортостан: проблемы и решения: Матер. I Респуб. научно-практ. конф. – Уфа: Изд-во БГУ, 1997. – С. 72–80.

Чернов А.Л., Антонов К.В., Гуфранов Р.А. Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан в начале третьего тысячелетия // Изв. вузов. Горный журнал. – 2004. – № 3. – С. 57–67.

Черняев А.М., Сирман А.П. Ресурсы и гидрохимия шахтных вод Урала и их использование в народном хозяйстве. – Челябинск: Южно-Уральское кн. изд-во, 1976. – 232 с.

Черняев А.М., Черняева Л.Е. Очерки по гидрохимии подземных вод (Ю. Урал и Зауралье). – Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1973. – Вып. 2. – 196 с.

Черняев А.М., Черняева Л.Е., Бабченко В.Н. Гидрохимия малых, редких и рассеянных элементов (Южный Урал, Зауралье и Казахстан). – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 164 с.

Черняев А.М. и др. Экспериментальные исследования влияния горных пород на формирование химического состава природных вод // Тез. докл. 9-го совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. – Иркутск; Петропавловск-Камчатский, 1979. – С. 21.

Черняева Л.Е., Черняев А.М., Могиленских А.К. Химический состав атмосферных осадков (Урал и Приуралье). – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 179 с.

Шафигуллина Г.Т., Серавкин И.Б., Удачин В.Н. Экология Учалинской геотехнической системы. – Уфа: Гилем, 2009. – 236 с.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. – М.: Недра, 1998. – 367 с.

Шестов И.Н. Влияние геодинамических напряжений на формирование углеводородных залежей // Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. – М., 1988. – Ч. 2. – С. 395–396.

Шестов И.Н., Башта К.Г., Шиляев Ю.А., Шиляева З.А. Гидрогеологические условия района бурения Уральской СГС // Результаты бурения и исследования Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4): Сб. науч. трудов. Вып. 5. – Ярославль, 1999. – С. 378–383.

Шестов И.Н., Шурубор А.В. Роль Урала как области питания восточной части Волго-Камского артезианского бассейна // Гидрогеология и карстоведение. – 1975. – Вып. 7. – С. 98–103.

Шиляев Ю.А., Горбунов В.И., Белоконь Т.В. и др. Анализ результатов гидрохимических исследований глубоких и сверхглубоких скважин // Гидрогеология. Инженерная геология: Обзор. – М.: ЗАО Геоинформмарк, 1999. – С. 156–158.

Шимановский Л.А., Шимановская И.А. Пресные подземные воды Пермской области. – Пермь: Пермское кн. изд-во, 1973. – 197 с.

Шиянова А.А., Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Мосейчук В.М. Петрографические и петрохимические особенности вулканитов машакской свиты (Южный Урал) // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 99–106.

Шульц С.С. Об изучении планетарной трещиноватости // Межд. докл. сов. геол. на 22 сессии МГК. Проблема 4М. 1964. – С. 27–37.

Щербаков А.В., Козлова Н.Д., Смирнова Г.Н. Газы термальных вод. – М.: Наука, 1974. – 219 с.

Якобсон Г.П. Гидродинамические особенности продуктивных комплексов Волго-Уральской области и их роль в распределении нефтегазовых скоплений // Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. – М.: Недра, 1967. – С. 386–401.

Якупов Р.Р. Хитинозои из метаморфических комплексов Уралтау (Южный Урал) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11 (Приложение к журналу «Геология и геофизика». – 2008. – Т. 49). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – С. 184–186.

Яншин А.Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте Уральских надвигов // Изв. АН СССР. Отд. математ. и естеств. наук. – 1936. – № 4. – С. 511–538.

Яхонтова Л.К., Зверева В.П. Основы минералогии гипергенеза. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 331 с.

Оглавление

Введение 7
Глава 1. Природные условия формирования подземных вод 12
1.1. Орография 12
1.2. Климат 23
1.3. Гидрография 27
1.3.1. Речная сеть 27
1.3.2. Озёра 34
1.4. Почвы и растительность 39
1.4.1. Почвы 39
1.4.2. Растительность 50
Глава 2. Геолого-тектоническое строение 52
2.1. Стратиграфия и литология 52
2.2. Химический состав пород 56
2.3. Тектоника 69
2.4. Магматизм 72
2.5. Трещиноватость горных пород 74
2.6. История геологического развития 85
Глава 3. Закономерности размещения подземных вод в гидрогеологических структурах 95
3.1. Структурно-гидрогеологическое районирование 95
3.2. Гидрогеологическая стратификация 99
3.2.1. Западно-Уральский адартезианский бассейн трещинно-карстово-пластовых вод 99
3.2.2. Центрально-Уральский бассейн трещинных вод 102
3.2.3. Магнитогорский бассейн трещинных вод 113
3.3. Особенности региональной гидродинамики 124
3.4. Гидрогеологические взаимоотношения Южного Урала с сопредельными структурами Восточно-Европейской платформы 135
Глава 4. Формирование химического состава подземных вод 145
4.1. Гидрогеохимические закономерности зоны гипергенеза Южного Урала 145
4.1.1. Общие черты геохимии подземных вод 145
4.1.2. Гидрогеохимия Западно-Уральского бассейна 149
4.1.3. Гидрогеохимия Центрально-Уральского бассейна 159
4.1.4. Гидрогеохимия Магнитогорского бассейна 173
4.2. Формирование содовых вод Урала и Предуралья 184
4.2.1. Кинетика гидролитических процессов на Южном Урале 185
4.2.2. Механизм обменно-адсорбционных процессов в Предуралье 194

4.3. Геохимия и происхождение глубинных вод Южного Урала 206
4.4. Роль Урала в формировании конденсатогенных вод 219
Глава 5. Ресурсы и месторождения пресных подземных вод 229
5.1. Методика оценки прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод 230
5.2. Формирование прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод 238
5.2.1. Естественные ресурсы подземных вод 238
5.2.2. Привлекаемые ресурсы 240
5.3. Оценка прогнозных эксплуатационных ресурсов подземных вод 240
5.4. Эксплуатационные запасы, водоотбор и использование месторождений подземных вод 242
5.5. Влияние состава питьевой воды на состояние здоровья 244
Глава 6. Минеральные лечебные воды 250
6.1. Классификация минеральных вод 250
6.2. Минеральные воды Западно-Уральского бассейна 256
6.2.1. Тереклинское, Таш-Астинское и Аскынское проявления минеральных вод 256
6.2.2. Красноусольские месторождения минеральных вод 257
6.3. Минеральные воды Центрально-Уральского поднятия 270
6.3.1. Ассинское месторождение минеральных вод 270
6.3.2. Катав-Ивановское проявление 284
6.4. Минеральные воды Магнитогорского мегасинклинория 284
6.4.1. Особенности размещения минеральных вод 284
6.4.2. Мулдаккульское месторождение минеральных вод 297
6.4.3. Минеральные воды нижнего течения р. Таналык 323
6.5. Оценка лечебных свойств минеральных вод 327
Глава 7. Гидрогеоэкология горнорудных районов 331
7.1. Общая характеристика предприятий горной отрасли 331
7.2. Геолого-геохимическая характеристика горнопромышленных районов 336
7.3. Минеральный и химический состав руд основных месторождений 345
7.4. Отходы горного производства 349
7.5. Загрязнение компонентов окружающей среды 373
7.5.1. Поверхностные и подземные воды 373
7.5.2. Промышленные выбросы в атмосферу 375
7.6. Проблемы минимизации техногенной нагрузки на окружающую среду 378
Заключение 389
Summary 396
Литература 403

Contents

Introduction 7
Chapter 1. Natural Conditions of Groundwater Formation 12
1.1. Orography 12
1.2. Climate 23
1.3. Hydrography 27
1.3.1. River System 27
1.3.2. Lakes 34
1.4. Soils and Vegetation 39
1.4.1. Soils 39
1.4.2. Vegetation 50
Chapter 2. Geological and Tectonic Structure 52
2.1. Stratigraphy and Lithology 52
2.2. Chemical Composition of Rocks 56
2.3. Tectonics 69
2.4. Magmatism 72
2.5. Rock Fissuring 74
2.6. Gtological History 85
Cyapter 3. Regularities of Groundwater Distribution Within Hydrogeological Structures 95
3.1. Structural and Gtological Zonation 95
3.2. Hydrogeological Stratification 99
3.2.1. The West Uralian Adartesian Basin of Fissure-Karst-Stratal Waters 99
3.2.2. The Central Uralian Basin of Fissure Waters 102
3.2.3. The Magnitogorsk Basin of Fissure Waters 113
3.3. Peculiar Features of Regional Hydrodynamics 124
3.4. Hydrogeological Interrelations Between the Southern Urals and Adjacent Structures of the East European Plate 135
Chapter 4. Formation of Groundwater Chemical Composition 145
4.1. Regularities of the Hypergenesis Zone in the Southern Urals 145
4.1.1. General Features of Groundwater Geochemistry 145
4.1.2. Hydrogeochemistry of the WestUralian Basin 149
4.1.3. Hydrogeochemistry of the Central Uralian Basin 159
4.1.4. Hydrogeochemistry of the Magnitogorsk Basin 173
4.2. Formation of Soda Waters in the Urals and Cis-Urals 184
4.2.1. Kinetics of Hydroytic Processes in the Southern Urals 185
4.2.2. Mechanisms of Exchange-Adsorption Processes in the Cis-Urals 194

4.3. Deep Water Geochemistry and Origin in the Southern Urals 206
4.4. The Role of the Urals in Formation of Condtnsate-Type Waters 219
Chapter 5. Resources and Deposits of Fresh Groundwaters 229
5.1. Methods for Assessing Groundwater Forecast Exploitable Resources .. 230
5.2. Formation of Groundwater Forecast Exploitable Resources 238
5.2.1 Groundwater NaturalResources 238
5.2.2. Attracted Resources 240
5.3. Assessment of Groundwater Forecast Exploitable Resources 240
5.4. Exploitable Reserves, Water Intake and Use of Mineral Water Deposits 242
5.5. The Impact of Potable Water Composition Upon Health 244
Chapter 6. Mineral Medicinal Waters 250
6.1.Classification of Mineral Waters 250
6.2. Mineral Waters of the West Uralian Basin 256
6.2.1. The Terekly, Tash-Asty and Askyn Mineral Water Occurrences 255
6.2.2. The Krasnousolsk Mineral Water Deposit 257
6.3. Mineral Waters of the Ctntral Uralian Highlands 270
6.3.1. The Assy Mineral Water Deposit 270
6.3.2. The Katav-Ivanovsk Occurrence 284
6.4. Mineral Waters of the Magnitogorsk Megasynclinorium 284
6.4.1. Peculiarities of Mineral Water Formation 284
6.4.2. The Muldakkul Mineral Water Deposit 297
6.4.3. Mineral Waters in Lower Reaches of the Tanalyk River 323
6.5. Assessment of Mtdicinal Properties of Mineral Waters 327
Chapter 7. Hydrogeoecology og Mining Areas 331
7.1. General Characteristics of Mining Enterprises 331
7.2. Geological and Geochemical Characteristics of Mining Areas 336
7.3. Ore Mineral and Chemical Composition of Main Deposits 345
7.4. Mining Wastes 349
7.5. Contamination of Environmental Components 373
7.6. Problems of Minimizing Technogenic Load Upon the Environment 378
Conclusion 389
Summary 396
References 403

Издание осуществлено при финансовой поддержке
ГУП Управление «Башмелиоводхоз»

Научное издание

Абдрахманов Рафил Фазылович
Попов Владимир Георгиевич

ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЮЖНОГО УРАЛА

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института геологии
Уфимского научного центра РАН

Подписано в печать 22.10.10.
Формат $60\times90^{1}/_{16}$. Бумага офсетная. Гарнитура «Ньютон».
Усл. печ. л. .Уч.-изд. л. .
Тираж 300 экз. Заказ .

Издательство «Гилем» Академии наук РБ. 450077 г. Уфа, ул. Кирова, 15.
Тел.: (347)273-05-93, 272-36-82. E-mail: gilem@anrb.ru

Отпеч. в тип. ООО РА «Информреклама». 450078 г. Уфа, ул. Ветошникова, 97.
Тел.: (347) 25-33-777. E-mail: informreklama@ufanet.ru, http://www.inforek.ru